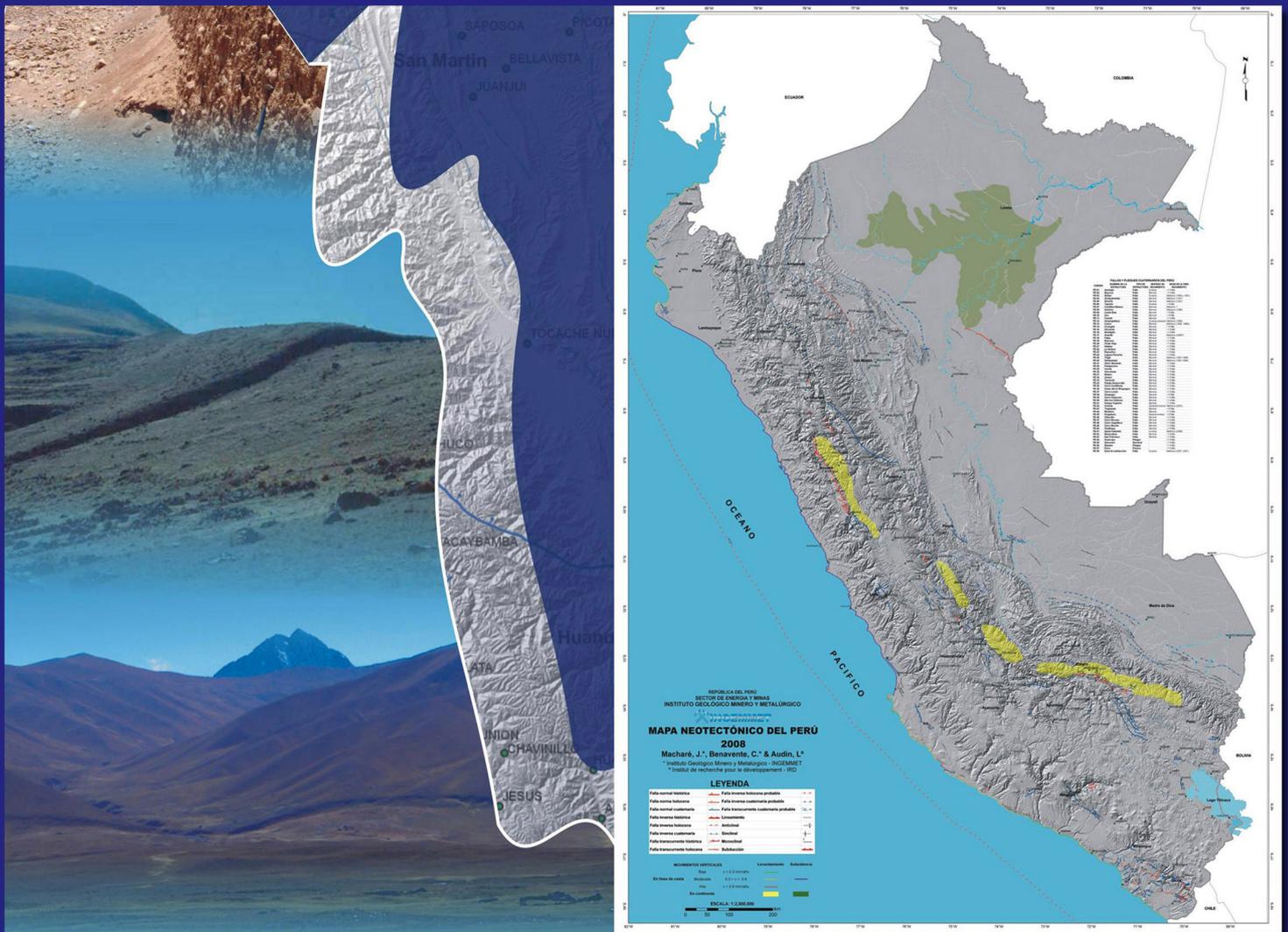


Síntesis Descriptiva del Mapa Neotectónico 2008

Boletín N° 40 Serie C
Geodinámica e Ingeniería Geológica



Por:

José Macharé Ordóñez
Carlos Benavente Escobar
Laurence Audin



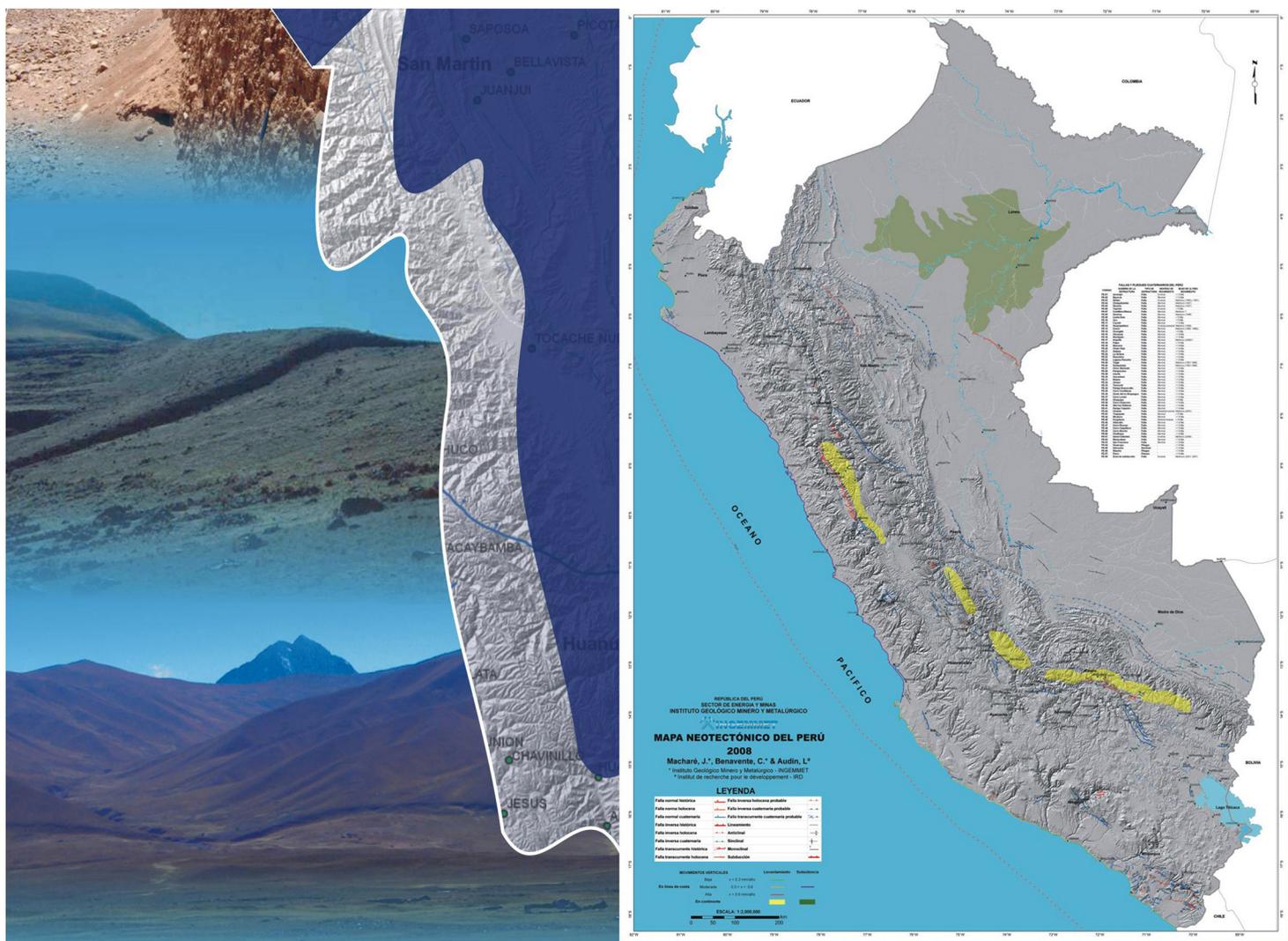
Dirección de Geología Ambiental
y Riesgo Geológico

Institución Geológica y Minera al Servicio del País

Lima-Perú
2009

Síntesis Descriptiva del Mapa Neotectónico 2008

Boletín N° 40 Serie C
Geodinámica e Ingeniería Geológica



Por:

José Macharé Ordóñez
Carlos Benavente Escobar
Laurence Audin



Dirección de Geología Ambiental
y Riesgo Geológico

Institución Geológica y Minera al Servicio del País

Lima-Perú
2009

GEODINÁMICA E INGENIERÍA GEOLÓGICA
N° 40, Serie C, 2009

Hecho el Depósito Legal N° 2010-00240
Razón Social: Instituto Geológico Minero y Metalúrgico
(INGEMMET)
Domicilio: Av. Canadá N° 1470, San Borja, Lima-Perú
Primera Edición, INGENMET 2010
Se terminó de imprimir el 08 de enero del año 2010 en los talleres
de INGENMET

© INGENMET

Derechos Reservados. Prohibida su reproducción

Presidente del Consejo Directivo: Walter Casquino Rey
Secretario General: Juan Retamozo Belsuzarri

Comité Editor: Lionel Fídel, Víctor Carlotto, Humberto Chirif,
Yorri Carrasco

Unidad encargada de la edición: Unidad de Relaciones
Institucionales.

Corrección Geocientífica: Lionel Fídel
Digitalización y SIG: Carlos Benavente
Revisión de mapas: Lionel Fídel, Juan Torres
Corrección gramatical y de estilo: Glenda Escjadillo
Diagramación: Zoila Solis

Referencia bibliográfica

Macharé, J.; Benavente, C. & Audin, L., (2009) - Síntesis descriptiva
del mapa neotectónico 2008. *INGEMMET*, Boletín, Serie C:
Geodinámica e Ingeniería Geológica, 40, 103p.

1 mapa escala 1:2 000 000

Portada: A la izquierda arriba falla Purgatorio (Moquegua); al centro
falla Chalquibamba (Cajamarca); abajo falla Cordillera Blanca
(Ancash); a la derecha Mapa Neotectónico.

RELACIÓN DE MAPAS E ILUSTRACIONES

Mapa escala 1: 2 000 000

Mapa N° 1 Mapa Neotectónico del Perú 2008.

Figuras

- Fig. 1 Imagen satelital, mostrando falla Tapiche.
- Fig. 2 Sistema de fallas de la Cordillera Blanca, trazo de la falla en líneas rojas. Imagen Land Sat.
- Fig. 3 Mapa geológico de la zona de estudio. 1: Depósitos fluviales; 2: Depósitos glaciales; 3: Sustrato Pre-Cuaternario; 4: Falla activa; 5: Falla; 6: Lagunas. (Modificada de Macharé et al. 1997).
- Fig. 4 Cambio de dirección de los ríos producto de la falla de Palpa.
- Fig. 5 Facetas triangulares producto de la falla de Chala viejo, ver fechas.
- Fig. 6 Enjambre sísmico en la zona de Cabaconde. Tomada de David, 2007.
- Fig. 7 Vista al sur de la falla Cerro Cordilleras, se observa que la falla afecta depósitos aluviales y el drenaje (ver flechas). Tomada de Google Earth.
- Fig. 8 Interpretación de radargramas de la falla Cerro Chascoso.
- Fig. 9 DEM derivado de datos SRTM. Imagen aérea sin interpretación y con interpretación; la traza es perpendicular a la traza de subducción. Tomada de Audin et al., 2008
- Fig. 10 Observar las corrientes del NW-SE, las crestas y los abanicos se encuentran desalineados, se observa dos valles desplazados por la falla principal con un movimiento sinistral. (Ver flechas rojas). Tomado de Audin et al., 2008.
- Fig. 11 Imagen de google earth. Se observa falla inversa Sama-Calientes, esta relacionada con la fuente de aguas calientes (punto en azul) y con el afloramiento de la falla inversa en terraza reciente (punto en blanco). Tomada de Audin.
- Fig. 12 Interpretación de radargrama de la falla Sama Calientes.
- Fig. 13 Perfil topográfico de la depresión de Ucamara, región de Loreto.

Fotografías

- Foto 1 Agrietamiento de terreno producto del sismo de 1991. Tomada del CISMID.
- Foto 2 Escarpe de falla afectando morrenas y depósitos cuaternarios. Las flechas en color rojo señalan el trazo de falla.
- Foto 3 Escape de la falla Chalquibamba posiblemente generado por el sismo de 1937, este presenta un salto vertical promedio de 1.5 m. Tomada de Macharé.
- Foto 4 Escarpe de la falla Shonita afectando morrenas de la última glaciación, este presenta un escarpe de 25 m. Tomada de Macharé et al., 2004.
- Foto 5 Fotografía aérea mostrando escarpes de fallas afectando morrenas glaciares recientes, quebrada Cojup región Ancash. Tomada del Servicio Aerofotográfico Nacional-Perú.
- Foto 6 Fotografía de campo mostrando los escarpes de falla afectando morrenas glaciares. Tomada de Benavente.
- Foto 7 Escarpe de la falla de Quiches, formada por el sismo del 10 de noviembre de 1946.
- Foto 8 Cordillera de Huaytapallana, a pie de esta se observa el escarpe de la falla de Huaytapallana, producto del sismo de 1969. Tomada de Macharé.
- Foto 9 Escarpe de falla producto del sismo de 1969. Tomada de Macharé.
- Foto 10 Escarpe de la falla de Tamboray. Tomada de Benavente.

- Foto 11 Ruptura de la superficie producto de la reactivación de la falla Qoricocha en 1986. Tomada de Benavente.
- Foto 12 Falla Tambomachay. Tomada de Audin.
- Foto 13 Foto aérea mostrando la falla de Pachatusan. Tomada del Servicio Aerofotográfico Nacional-Perú.
- Foto 14 Escarpe de falla localizado en la Península de Paracas; posiblemente fue generado por un sismo el año 2006. Tomada de Benavente. 2007.
- Foto 15 Fallas Trigal (T) y Solarpampa (S), departamento de Arequipa. Tomada del Servicio Aerofotográfico Nacional-Perú.
- Foto 16 Escarpe de la falla Solarpampa. Vista al norte.
- Foto 17 Falla normal Chico Machaco, vista al este. Tomada de Benavente, 2008.
- Foto 18 Vista sur de la falla Viscachani, sector Jutinapata. Tomada de Fídel, 2002.
- Foto 19 Escarpe de la falla Viscachani, afectando a las areniscas del Grupo Ambo y comprometiendo a depósitos glaciares. Tomada de Fídel, 2002.
- Foto 20 Escarpe de la falla Micalaco, vista al este. Tomada de Benavente.
- Foto 21 Falla de Purgatorio, ubicada en el departamento de Moquegua, presenta un salto vertical de hasta 3 m. Tomada de Benavente.
- Foto 22 Falla Chulibaya ubicada en el departamento de Moquegua. Tomada de Sébrier.
- Foto 23 Terrazas en el sector de San Juan de Marcona, cerro el Huevo y cerro Tres Hermanas. Tomada de Saillard et al., 2006.

Glosario

- Fig. 1 Bloque fallado <http://earthquake.usgs.gov/images/faq/3faults.gif>
- Fig. 2 Buzamiento <http://www.arc.losrios.edu/~borougt/StrikeAndDip.jpg>
- Fig. 3 Desplazamiento <http://www.uleth.ca/vft/crowsnest/foldandslip.jpg>
- Fig. 4 Desplazamiento oblicuo <http://www.weatherwizkids.com/oblique2.gif>
- Fig. 5 Escarpa/e <http://www.globalchange.umich.edu/Ben/recent%20fault%20scarp.JPG>
- Fig. 6 Estrias de fallas.
- Fig. 7 Falla <http://www.quaketrackers.org.nz/More.pages/images/fault.jpg>
- Fig. 8 Falla antitética <http://www.uwsp.edu/geo/faculty/hefferan/geol320/normal1.gif>
- Fig. 9 Falla inversa o falla con movimiento inverso <http://classroomclipart.com/images/gallery/New/Clipart/reverse-fault.jpg>
- Fig. 10 Fisura <http://www.icel-hs.eu.dodea.edu/Geolceland/Old%20Geolce%20Website/images/fissure%2001.jpg>
- Fig. 11 Flexo-deslizante <http://earth.leeds.ac.uk/folds/mechanisms/how/flexsl.gif>
- Fig. 12 Fosa tectónica graben <http://www.yourdictionary.com/images/ahd/jpg/A4graben.jpg>
- Fig. 13 Fractura <http://media.tiscali.co.uk/images/feeds/hutchinson/ency/0002n012.jpg>
- Fig. 14 Georadar http://www.geosphereinc.com/media/img_gpr_gpradar_gpr-operation.jpg
- Fig. 15 Horst <http://www.yourdictionary.com/images/ahd/jpg/A4horst.jpg>
- Fig. 16 Licuefacción http://wapi.isu.edu/envgeo/EG5_earthqks/images/liquefaction.gif
- Fig. 17 Reptación <http://newterra.chemeketa.edu/Faculty/fraa/geology/topics/MOVEMENT/photos/jpgs/treecreep.jpg>
- Fig. 18 Sismitas http://www-geol.unine.ch/05_ardeche/05_Ardeche-Images/119.jpg
- Fig. 19 Tsunami o maremoto <http://www.ew.govt.nz/enviroinfo/hazards/naturalhazards/coastal/images/tsunami1.jpg>

Contenido

RESUMEN	1
CAPÍTULO I	
INTRODUCCIÓN	3
CAPÍTULO II	
PERÍODO NEOTECTÓNICO Y FALLA ACTIVA	5
CAPÍTULO III	
FALLAS ACTIVAS Y CUATERNARIAS EN EL PERÚ	7
PE-01 ZONA DE FALLAS AMOTAPE	7
PE-02 ZONA DE FALLAS BAYÓVAR	7
PE-03 ZONA DE FALLAS DE SHITARI	7
PE-04 FALLA CHALQUIBAMBA	7
PE-05 FALLA SHONITA	9
PE-06 FALLA TAPICHE	11
PE-07 SISTEMA DE FALLAS DE LA CORDILLERA BLANCA	11
PE-08 FALLA QUICHES	11
PE-09 FALLA LÍMITE ESTE	11
PE-10 FALLA CAYESH	14
PE-11 FALLA HUAYTAPALLANA	14
PE-12 SISTEMA DE FALLAS DEL CUSCO	17
PE-13 SISTEMA DE FALLAS DE OCONGATE	18
PE-14 ZONA DE FALLAS DEL VILCANOTA	20
PE-15 FALLA MONTEJATO	20
PE-16 FALLA ARQUILLO	20
PE-17 FALLA PALPA	21
PE-18 FALLA MARCONA	21
PE-19 FALLA DE CHALA VIEJO	21
PE-20 FALLA DE ATALAYA	21
PE-21 FALLA LA QUINUA	21
PE-22 ZONA DE FALLAS RAZUWILCA	21
PE-23 FALLA LAGUNA PACUCHA	21
PE-24 FALLA TRIGAL	23
PE-25 FALLA SOLARPAMPA	23
PE-26 FALLA CHICO MACHACO	25

PE-27 FALLA PAMPACOLCA	26
PE-28 FALLA LLUCLLA	26
PE-29 FALLA VISCACHANI	26
PE-30 FALLA MATARO	26
PE-31 FALLA UMayO	26
PE-32 FALLAS TUNCUCHI	26
PE-33 FALLA PAMPAHUANACOLLO	26
PE-34 FALLA CERRO CORDILLERAS	26
PE-35 FALLA OESTE DEL RÍO MOQUEGUA	28
PE-36 FALLA CERRO LORETO	28
PE-37 FALLA CHASPAYA	28
PE-38 FALLA CERRO CHASCOSO	29
PE-39 FALLA ALTO LOS CHILENOS	30
PE-40 FALLA PAMPA TRAPICHE	30
PE-41 FALLA CHOLOLO	30
PE-42 FALLA TOQUEPALA	30
PE-43 FALLA MICALACO	33
PE-44 FALLA PURGATORIO	33
PE-45 FALLA VILLACOLLO	33
PE-46 FALLA CERRO ROCOSO	33
PE-47 FALLA CERRO CAQUILLUCO	33
PE-48 FALLA CERRO MORRITO	35
PE-49 FALLA CHULIBAYA	35
PE-50 FALLA SAMA-CALIENTES	36
PE-51 FALLA MESACALENE	36
PE-52 FALLA SAN FRANCISCO	36
PE-57 FOSA PERÚ-CHILE (ZONA DE SUBDUCCIÓN DE NAZCA)	36

CAPÍTULO IV

PLIEGUES CUATERNARIOS	39
PE-53 PLIEGUES DE HUANCAYO	39
PE-54 SINCLINAL DE SALVACIÓN	39
PE-55 PLIEGUE DE MAZUKO	39
PE-56 FLEXURA DE PISCO	39

CAPÍTULO V

NEOTECTÓNICA COSTERA Y AMAZÓNICA: MOVIMIENTOS VERTICALES	41
BIBLIOGRAFÍA	45

GLOSARIO DE TERMINOS AFINES A LA NEOTECTÓNICA Y PALEOSISMOLOGÍA

BIBLIOGRAFÍA	93
--------------------	----

RESUMEN

El Perú, se encuentra en el borde occidental del continente sudamericano y en cuyo territorio se emplaza longitudinalmente los Andes Centrales. Esta cadena montañosa se ubica sobre el límite de placas convergentes que se caracteriza por la presencia de una zona de subducción.

La deformación continental en el Perú se asocia, en general, a la subducción de la placa oceánica de Nazca bajo la placa Sudamericana o continental. Esta deformación se traduce en fallas con diferentes geometrías y cinemáticas (normales, inversas, de rumbo o transcurrentes), que a su vez son consecuencia de diversos regímenes tectónicos (extensión, compresión, transtensión o transpresión).

En este trabajo, se presenta la actualización del Mapa Neotectónico (1:2 000 000), a partir de estudios realizados desde fines de la década de los ochenta hasta la actualidad. En el mapa se ubican 56 fallas cuaternarias y activas, definidas en categorías según la edad de movimiento, reconociéndose las históricas, holocenas y del Pleistoceno; para ello, se recartografiaron las fallas previamente conocidas pero con pobre localización y se reconocieron nuevas estructuras. Además se representan los movimientos verticales en

la costa y el continente, teniendo este último mejor cartografiado y definición. Todas estas estructuras fueron georeferenciadas mediante la conexión con un Sistema de Información Geográfica (GIS). Para una mejor comprensión del mapa y del texto, se adjunta a esta Síntesis, un Glosario Neotectónico, realizado conjuntamente con especialistas de diversos países, dentro del Proyecto Multinacional Andino: Geociencias para las Comunidades Andinas – PMA:GCA.

La actividad sísmica intracontinental en el Perú es elevada y se encuentra asociada en gran parte a la reactivación de fallas geológicas, tales como: Quiches, que se reactivó en 1946 generando un sismo de 7.2 Mb afectando la región de Ancash; Huaytapallana en 1969, generando un sismo de 6.2 Mb afectando la región de Huancavelica; Qoricocha en 1986, generando un sismo de 5.6 Mb afectando la región de Cusco; Shitari en 1990 y 1991 generando sismos de 6.4 y 6.2 Mw respectivamente; entre otras. Estos eventos sísmicos «detonaron», en tiempos pre históricos e históricos, procesos de movimientos en masa de gran magnitud (deslizamientos, derrumbes, avalanchas, flujo de detritos, etc.), licuefacción de arenas, entre otros.

PÁGINA EN BLANCO

CAPÍTULO I

INTRODUCCIÓN

La neotectónica ha sido una de las disciplinas más activas dentro de las ciencias de la tierra durante las últimas décadas en cuanto a generación y transferencia de información científica con impacto social. La generación y aplicación de la información neotectónica tuvo un importante protagonismo en el desarrollo de los programas de diversas organizaciones científicas durante la Década Internacional para la Reducción de los Desastres Naturales (1990-2000), propiciada por UNESCO.

Esto se debe a que buena parte del asesoramiento del peligro sísmico se basa en el estudio de estructuras que presentan evidencias de movimientos durante el Cuaternario, a las que generalmente se considera con capacidad sismogénica futura.

Con tal propósito resulta necesario obtener información sobre la localización, recurrencia y magnitud de los terremotos que ocurrieron en el pasado, sobre todo en regiones de intraplaca donde los intervalos de repetición de sismos catastróficos pueden ser prolongados.

Por otra parte, la neotectónica permite obtener una visión dinámica y actual sobre las deformaciones corticales someras y favorece la interpretación evolutiva de los procesos tectónicos de más largo plazo.

En 1982, sobre la base del Mapa Geológico del Perú, elaborado en escala 1:1 000 000 (INGEMMET, 1978) y el Mapa Tectónico del Perú a escala 1:2 000 000 (INGEMMET, 1981), se trazó el primer Mapa Neotectónico del Perú en escala 1:2 000 000. Estos trabajos fueron realizados por Sébrier et al. (1982), en el marco del proyecto Sismicidad y Riesgos Sísmicos de la Región Andina (SISRA) promovido por el Centro Regional de Sismología para América del Sur (CERESIS).

En 1991, Macharé y Leureyro trabajaron en la actualización del mapa elaborado en 1982, incluyendo información generada

durante las investigaciones efectuadas para las tesis doctorales de Blanc (1984), Huamán (1985), Macharé (1987), Cabrera (1988) y Bonnot (1988). Adicionalmente, se integró la información de neotectónica costera gracias a la contribución de Ortlieb y Macharé (1990), y de la Amazonia producida por Dumont (1989, 1990).

El 2003, en el marco del proyecto Major Active Faults of the World del International Lithosphere Program, se confeccionó un mapa con localización digital a escala de publicación 1:5 000 000. Los datos fueron procesados en ARC INFO en las oficinas del US Geological Survey.

Durante el bienio 2006-2007, el INGEMMET estableció como una nueva actividad institucional el estudio de fallas activas. Los investigadores principales designados por el INGEMMET fueron el Dr. José Macharé y el Msc. Carlos Benavente, y por el IRD (Instituto Francés de Investigación para el Desarrollo en Cooperación) la Dra. Laurence Audin. Desde entonces los resultados de nuestro trabajo se han plasmado en tesis, artículos geocientíficos e informes.

En la versión que presentamos se recartografiaron las fallas que tenían una pobre localización y se ubicaron en un SIG; se compiló la información generada por terceros ya sea publicada o prepublicada; y se agregó nueva información generada durante los trabajos de campo y gabinete por los miembros del equipo. El Mapa Neotectónico a escala 1:2 000 000, forma parte de la contribución al Proyecto de Neotectónica del Proyecto Multinacional Andino-Geociencias para las Comunidades (PMA-GCA), así como el Glosario Neotectónico que se adjunta al presente trabajo.

PÁGINA EN BLANCO

CAPÍTULO II

PERÍODO NEOTECTÓNICO Y FALLA ACTIVA

El término 'neotectónica' fue inicialmente utilizado con un sentido temporal de acotación. Fue introducido por Obruchev (1948) para describir «el estudio de los movimientos tectónicos que han ocurrido desde finales del Terciario y durante la primera parte del Cuaternario». Posteriormente, Slemmons (1991) modificó el intervalo temporal y define neotectónica como el «estudio de los eventos y procesos tectónicos ocurridos después del Mioceno».

Durante la década de los años noventa comenzó a considerarse que la neotectónica no debía restringirse a unos límites temporales que podían ser significativos en unos lugares, pero no en otros. Esta nueva visión del problema tiene que ver con la consideración del concepto de régimen tectónico vigente (*current tectonic regime*), definido por Muir Wood y Mallard (1992) como «régimen de esfuerzos que induce y controla la actividad actual de las fallas y que ha podido extenderse temporalmente en el pasado de modo distinto en distintas zonas». Mörner (1990) propuso que el comienzo de la fase que calificamos como neotectónica habría ocurrido en diferentes momentos según la zona.

Con el paso del tiempo, en la definición del concepto de neotectónica se ha ido dando mayor importancia al propio mecanismo o proceso de deformación, con una duración que varía de unos lugares a otros, más que a la acotación temporal del proceso. En este sentido, la definición de neotectónica más aceptada en nuestros días es aquella que la describe como el estudio de procesos y estructuras que se han propagado o reactivado dentro del campo de esfuerzos-deformación que aún están en actividad (Steward y Hancock, 1994).

Tectónica activa: A lo largo de este estudio utilizaremos este término según la definición dada por Wallace (1986), quién la definió como «movimientos tectónicos que se esperan que ocurran en un intervalo de tiempo que afecta a la sociedad». En este sentido, consideramos que una estructura o un proceso son activos cuando han actuado dentro del periodo histórico y se espera que actúen en el futuro sin que exista ningún dato que indique su futuro cese.

Falla activa: La definición de este término ha variado con el paso del tiempo en función de su aplicación a trabajos de investigación, cálculos ingenieriles, etcétera. Stewart y Hancock (1994) la definen como aquella que ha presentado movimientos dentro del periodo de tiempo abarcado por el régimen tectónico vigente (Muir Wood y Mallard, 1992), mientras que la U.S. Environmental Protection Agency (1981) considera que son fallas activas aquellas que han sufrido movimientos en los últimos 10 000 años (Holoceno). Por otra parte, un concepto estrechamente relacionado con el de falla activa es el de 'falla capaz', que la U.S Regulatory Commission (1982) define como aquella falla que ha experimentado al menos un movimiento en los últimos 35 000 años y al menos dos en los últimos 500 000 años. Es decir, eran fallas activas durante el Pleistoceno.

A lo largo de este estudio utilizaremos 'falla activa' para referirnos a fallas que presentan suficientes indicios de haberse formado o reactivado durante el Cuaternario, ejerciendo un control en la evolución reciente del relieve, en la disposición y estructura de los depósitos cuaternarios y/o en la génesis de la sismicidad histórica e instrumental.

PÁGINA EN BLANCO

CAPÍTULO III

FALLAS ACTIVAS Y CUATERNARIAS EN EL PERÚ

PE-01 ZONA DE FALLAS AMOTAPE

El noroeste del Perú presenta estructuras que controlan la cordillera alargada de la región costera. Estas estructuras tienen una importancia en el basamento metamórfico continental, limitando con la cuenca Cenozoica Lancones.

En el área de Amotape son evidentes dos escarpes principales con dirección noreste-suroeste, los cuales controlan el sistema de drenajes.

Egüez et al. (2003) observan los escarpes de falla en fotografías aéreas y deducen que el movimiento fue probablemente en el Cuaternario y con un movimiento inverso.

A pesar de estas evidencias, no hay estudios detallados sobre esta zona de falla.

PE-02 ZONA DE FALLAS BAYÓVAR

Se encuentra ubicada en el noroeste del Perú, comprende los cerros Illescas y terrenos adyacentes a la zona de Bayóvar, región Piura.

El estudio de los depósitos cuaternarios muestra que el litoral de la región Bayóvar se levantó de manera diferencial. Asimismo, el macizo de Illescas subió con mayor velocidad que el desierto de Sechura, originando reactivaciones de la falla Illescas en el transcurso del Cuaternario (Sévrier et al., 1982). Las últimas reactivaciones afectan la parte basal de los conos aluviales (Pleistoceno superior), pero aquellos ubicados en el flanco este del macizo de Illescas no muestran evidencias de reactivaciones muy recientes.

El último movimiento debió ser inverso con un componente de rumbo, ya que en las cercanías de la falla principal hay fallas inversas que tienen estrías con planos verticales aproximadamente con el mismo rumbo que la falla Illescas, es decir N150°E.

En Bayóvar se puede observar una distribución de terrazas marinas que afloran en bandas angostas y paralelas a la costa actual (Macharé et al., 1994). Por su posición morfoestratigráfica, estas terrazas están relacionadas con el último periodo interglaciar (Estadio isotópico 5e), cuando el mar alcanzó un nivel de unos 6 m sobre el actual, a inicios del Pleistoceno superior (120 000 años atrás) (Imbrie, 1993).

PE-03 ZONA DE FALLAS DE SHITARI

Conocida también como fallas Rioja o fallas Moyabamba, forma parte de un conjunto de fallas poco conocidas, ubicadas en el límite de la cordillera Oriental y la Zona Subandina, y 6 km al oeste de la ciudad de Rioja, región San Martín (Macharé et al., 1997).

La interpretación de imágenes SLAR (Camac, 1993) muestra que las trazas superficiales de la falla Shitari están marcadas por un escarpe bastante rectilíneo de 30 km de longitud.

Características morfológicas como cursos de agua desplazados, colinas desplazadas y escarpes, permiten tipificar sin duda que se trata de fallas inversas con componente sinistral, paralelas a la cordillera Andina y con buzamientos menores a 35° en dirección oeste y suroeste.

La historia sísmica de la región reporta la ocurrencia frecuente (aproximadamente cada 20 años) de sismos con intensidades fuertes hasta de VIII MM en las zonas epicentrales. Los dos eventos sísmicos ocurrieron en mayo de 1990 y abril de 1991 y causaron en conjunto 234 muertos. Los testimonios de los pobladores permiten concluir que los sismos tuvieron origen en la falla de Shitari (Foto 1).

A partir del análisis de mecanismos focales de tres sismos, Tavera et al. (2001) sugieren la presencia de fallas inversas con planos de falla paralelos a la cordillera Andina y buzamientos menores a 35° en dirección oeste y suroeste, coherentes con las estructuras geológicas de la región.

PE-04 FALLA CHALQUIBAMBA

La falla de Chalquibamba se ubica en la región Cajamarca, al norte de la localidad de Chaquilbamba y al este de Marcabal (Bellier et al., 1989; Macharé et al., 1991). Por lo tanto está situada en la Cordillera Occidental, al sureste de la deflexión de Cajamarca, entre 3 720 m y 3 815 m de altitud.

Es una falla de tipo normal y su escarpe de falla está constituido por una cara libre y un talud de escombros, ambos bien conservados. La faz libre tiene una altura que varía entre 0,80 y 1,50 m. (Foto 2) y un buzamiento entre 72° suroeste (Bellier et al., 1989).



Foto 1 Agrietamiento de terreno producto del sismo de 1991. Tomada del CISMID.

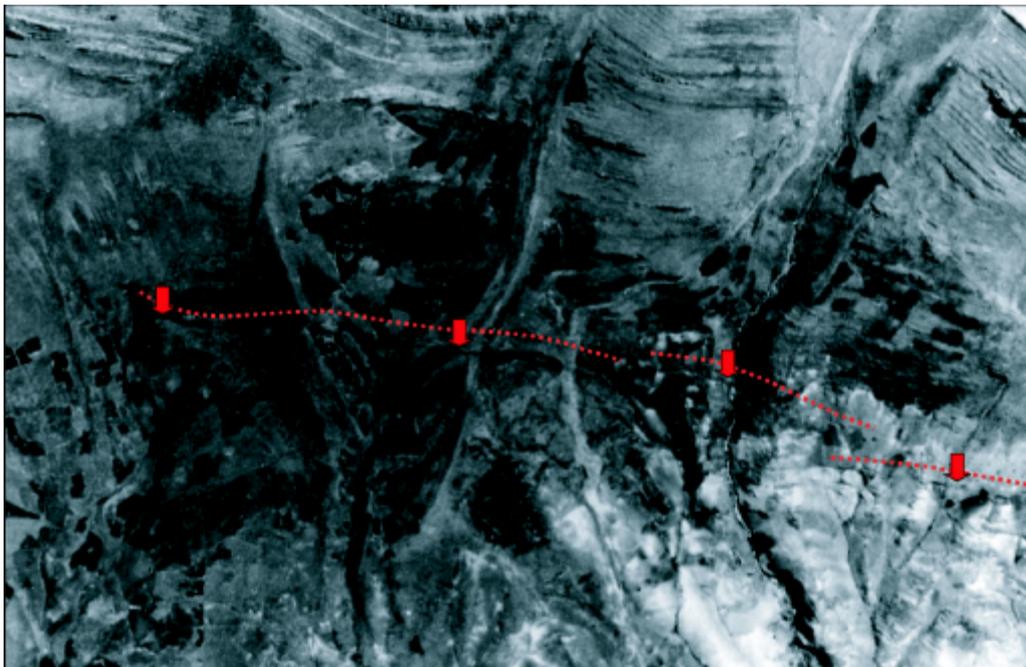


Foto 2 Escarpe de falla afectando morenas y depósitos cuaternarios. Las flechas en color rojo señalan el trazo de falla.



Foto 3 Escape de la falla Chalquibamba posiblemente generado por el sismo de 1937, este presenta un salto vertical promedio de 1.5 m. Tomada de Macharé.

La falla corta la superficie afectando unidades mesozoicas y morrenas glaciares atribuidas a la última glaciación (10 000 años antes del presente) (Bellier et al., 1988) (Foto 3).

El espejo de falla tiene una orientación N150°E hasta N160°E, y un buzamiento comprendido entre 60° y 65° al suroeste. En el espejo de falla propiamente dicho, Bellier et al. (1989) tomaron medidas de estrías, siendo el plano N154°E – 72° suroeste y el promedio de los pitch de las estrías 59° sur. Por consiguiente, la cinemática de la falla es normal con un componente transcurrente sinistral.

La actividad de la falla activa Chaquilbamba se desarrolló en varios episodios de deformación y el último podría corresponder a la crisis sísmica del mes de abril de 1937 (Silgado, 1978), cuyos focos sísmicos tuvieron una profundidad de 5.5 km aproximadamente (Foto 3).

PE-05 FALLA SHONITA

Está situada en el flanco occidental del macizo de Tamboras-Huayacalda, en la provincia de Santiago de Chuco, región La Libertad (Macharé et al., 2004).

Se reconoce por un escarpe que corta la topografía actual y produce un salto vertical de 25 m, que se prolonga sobre una longitud de 2,8 km. Esta ruptura afecta principalmente a morrenas laterales y depósitos fluvio-glaciares (Foto. 4).

El escarpe de falla que corta los depósitos cuaternarios tiene un aspecto bastante fresco, así la faz libre del escarpe está levemente degradada y cubierta de un delgado coluvio parcialmente colonizado por pastos. Esto permite medir el azimut del plano de falla en N152°E y su buzamiento en 58° al suroeste y salto de tipo normal.

Un escarpe similar ha sido observado a 6 km en la prolongación noroeste de la falla Shonita, al norte de la quebrada Compaccha; otro escarpe parecido de 4 km se encuentra en la prolongación sureste en la ladera del cerro Huayacalda, lo cual permite pensar en una estructura del orden de 10 km en la zona.

No se ha investigado cuándo ocurrió la más reciente reactivación de la falla Shonita. Sin embargo corta las grandes morrenas que deben considerarse relacionadas a la última glaciación, y también corta con un salto ligeramente menor los fondos de quebradas, tanto al norte como al sur de Callullín (Macharé et al., 2004). Si estas quebradas fueron modificadas en el Holoceno —como la mayoría en el caso andino—, la falla Shonita habría tenido desplazamientos en los últimos 10 000 años. Estos la hacen geológicamente activa.

Esta falla es un nuevo hito que indica que, a pesar de su baja sismicidad, esta región ha sufrido sismos superficiales con ruptura visible, que deben ser considerados en las evaluaciones de peligro sísmico.



Foto 4 Escarpe de la falla Shonita afectando morrenas de la última glaciación, este presenta un escarpe de 25 m. Tomada de Macharé et al., 2004.



Fig. 1 Imagen satelital que muestra la falla Tapiche.

PE-06 FALLA TAPICHE

La traza de la falla Tapiche ha sido reconocida mediante imágenes de satélite (Fig. 1) y control de campo (Zapata, 2001). Limita con la parte sur de la Depresión de Ucamara en la región Loreto; su desplazamiento e inclinación se muestran en el flanco este del anticlinal del Moa y ponen en contacto a los sedimentos de la formación Ipururo (Mioceno-Plioceno) con la secuencia cretácica plegada.

Es una falla de tipo inversa de alto ángulo que se emplaza a lo largo de 33 km de longitud, con un plano de falla inclinado hacia el suroeste y manteniendo una dirección predominante hacia el noroeste-sureste.

Las huellas de la influencia tectónica reciente se observan en las terrazas cuaternarias que suprayacen a la formación Ipururo, y también sobre la dinámica fluvial que se manifiesta en la disimetría y en la repartición de los meandros del río Ucayali. El análisis mediante fotos aéreas muestra una migración de los meandros tangenciales a dicho límite, es decir, la evolución del lecho depende de la presencia de la falla (Dumont, 1989).

Las disposiciones de las terrazas de 40 000 y 13 000 años sugieren un levantamiento de la margen sur de la falla con respecto a la llanura de inundación durante el Cuaternario (Dumont, 1996).

PE-07 SISTEMA DE FALLAS DE LA CORDILLERA BLANCA

El mayor sistema de fallas activas del Perú se ubica en la región Ancash y se extiende sobre 220 km entre los poblados de Corongo y Chiquián (norte y sur de Huaraz respectivamente), bordeando el flanco occidental de la Cordillera Blanca.

La sección norte del sistema muestra una sola traza de falla, mientras que hacia las secciones central y sur se presentan varios segmentos y ramales con buzamientos, tanto al oeste como al este. La terminación sur tiene geometría de cola de caballo con dirección noroeste-sureste y buzamiento de 35°O a 45°O (Fig. 2, Fotos 5 y 6).

La Cordillera Blanca tiene más de 6 000 m de altitud; las dataciones por *fission track* de la parte central de la cordillera sugieren una elevación de 5 500 m en los últimos 2,8 millones de años, lo que equivale a una tasa de desplazamiento de 1,9 milímetros al año (Montario, 2001).

El análisis de las deformaciones frágiles y dúctiles sobre las fallas y las deformaciones sinsedimentarias muestra que dicha subsidencia es controlada por una tectónica en extensión con dirección noreste-suroeste a este-oeste durante el Plioceno. Los rechazos verticales pliocenos sobre las fallas miden 3 500 m, lo que corresponde a un alargamiento de la cuenca del orden de 40%.

El rechazo vertical cuaternario es del orden de 1 000 m y parece estar asociado esencialmente a sismos cuya recurrencia es cada 1500 años (Bonnot, 1984). De igual manera, Schwartz (1988) se basa en el momento sísmico y calcula un periodo de retorno de 3 000 años para sismos de magnitud 7.

PE-08 FALLA QUICHES

Se ubica en el norte de la región Ancash, entre los poblados de Quiches y Chingalpo, en la margen occidental del río Marañón, al noreste de Huaraz que forma parte de la Cordillera Occidental.

La falla de Quiches tiene un rumbo noroeste-sureste, longitud de 20 km y se divide en dos segmentos (Llamacorral y Angasharj).

A partir de estudios de fotointerpretación, cartografiado geomorfológico, morfológico, microtectónico, paleosismológicos y análisis sísmológicos, se puede establecer que la falla hizo aflorar areniscas cuarzosas y calizas cretáceas (Bellier et al., 1991), de la misma manera desplazó dos depósitos de morrenas glaciares cuaternarias y depósitos fluvio-glaciares.

El frente del escarpe se encuentra aproximadamente paralelo a la falla principal. Se observa a lo largo de su traza charcas por colapso de falla o *sagpond* (Bellier et al., 1991).

Además se observó una zona de fracturas y fallas antitéticas con dirección de buzamiento NE, desplazamiento de 1 m (Heim, 1949).

Esta falla fue reactivada con movimiento normal durante el fuerte sismo que ocurrió el 10 de noviembre de 1946 en Ancash (M=7.25) y que generó escarpes verticales hasta de 3,5 m (Foto 7).

El mecanismo focal obtenido por Silgado (1951) y Doser (1987) es de tipo normal, puro, con planos nodales orientados en dirección noroeste-sureste. La orientación de los planos nodales es N315°E, coherente con la orientación de la traza de falla observada sobre el terreno. Doser (1987), a partir de sismogramas teóricos, obtiene una profundidad de 15-17 km para el foco, un momento sísmico de 1,7E26 dina-cm y una longitud de 28 km. El total de la energía sísmica se liberó en 6 segundos. La magnitud estimada es de 6-6.3 Ms y 6.5-6.9 mb.

A partir del análisis paleosismológico se puede afirmar que el periodo de recurrencia es de 11 000 años (Doser, 1987; Schwartz, 1988).

PE-09 FALLA LÍMITE ESTE

La falla del Límite Este, falla poco estudiada pero potencialmente activa. Está ubicada en la margen este de los Andes peruanos y al oeste de la falla de la Cordillera Blanca, entre las regiones La Libertad y Cerro de Pasco, abarcando una extensión de 120-170 km.

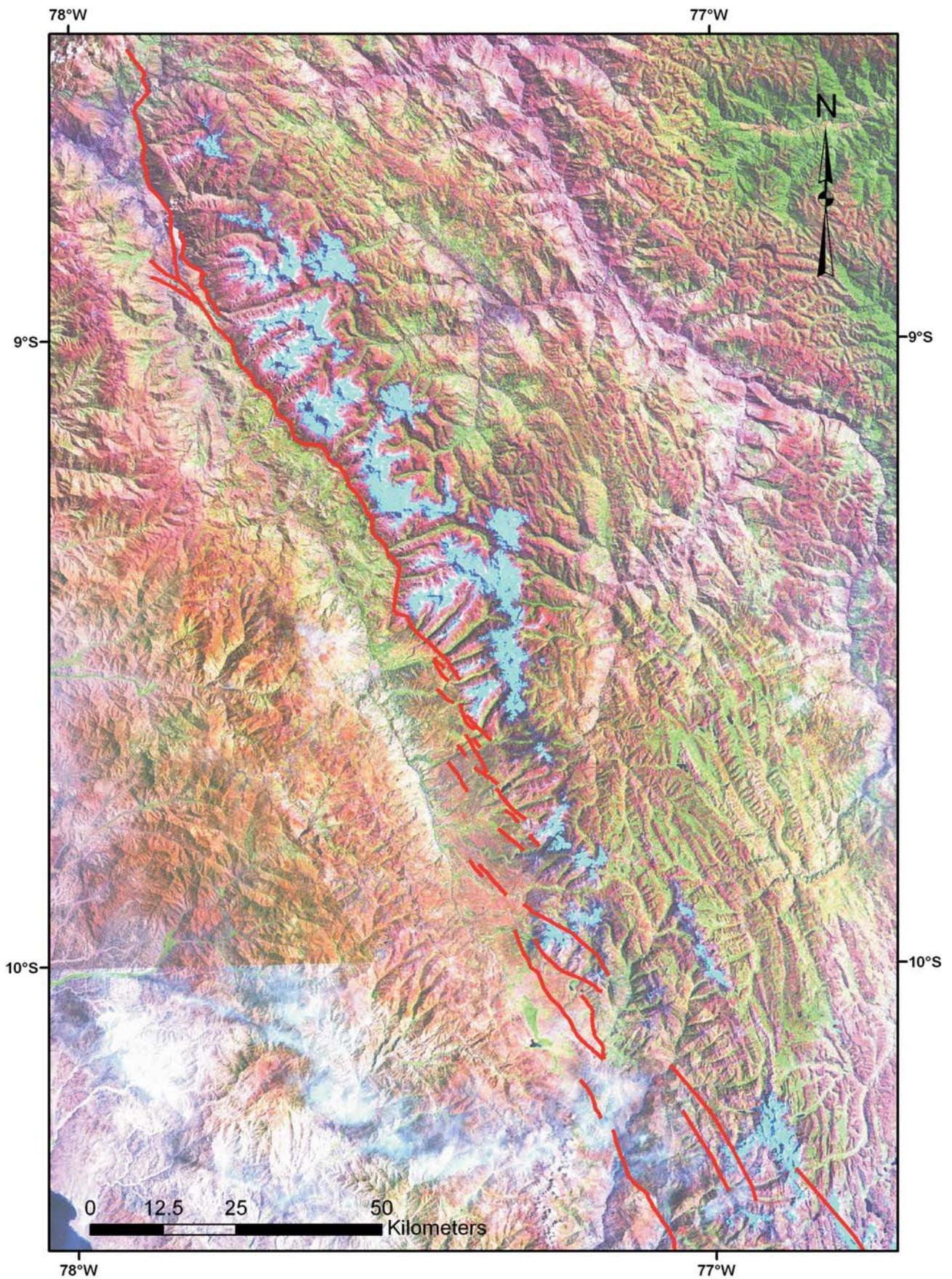


Fig. 2 Sistema de fallas de la Cordillera Blanca, trazo de la falla en líneas rojas. Imagen Land Sat.

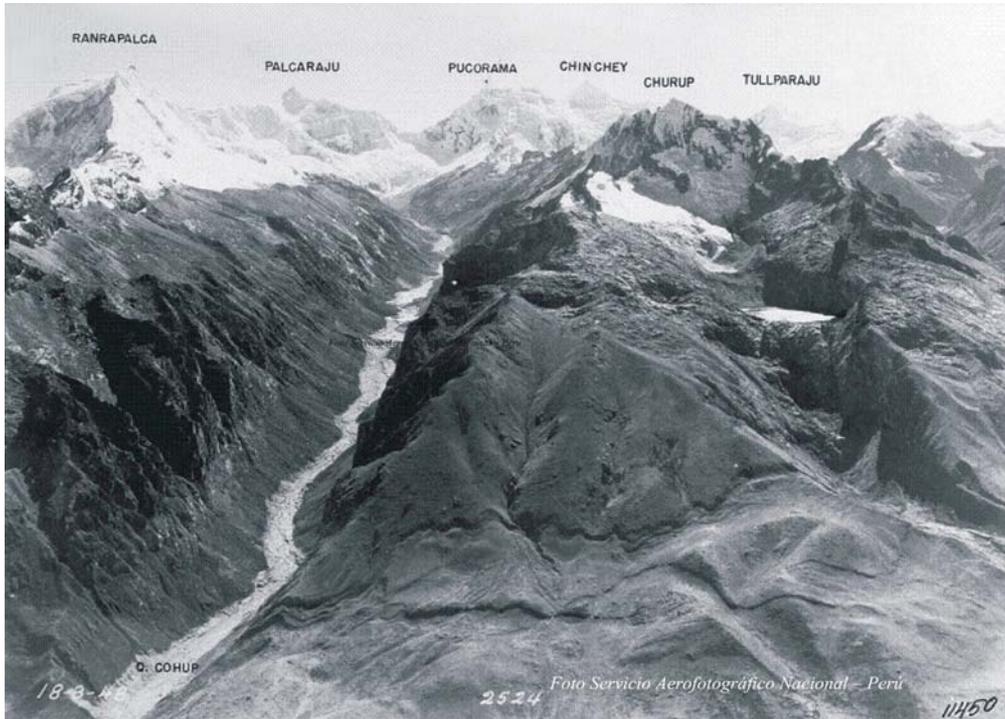


Foto 5 Fotografía aérea mostrando escarpes de fallas afectando morrenas glaciares recientes, quebrada Cojup región Ancash. Tomada del Servicio Aerofotográfico Nacional-Perú.



Foto 6 Fotografía de campo mostrando los escarpes de falla afectando morrenas glaciares. Tomada de Benavente.



Foto 7 Escarpe de la falla de Quiches, formada por el sismo del 10 de noviembre de 1946.

La falla Límite Este fue reconocida por Schwartz (1988) a partir de un estudio detallado de fotografías aéreas. Este autor dedujo que el movimiento probablemente ocurrió en el Cuaternario superior, basándose en la expresión morfológica de las fallas reconocidas en las fotografías aéreas.

PE-10 FALLA CAYESH

La falla Cayesh se encuentra en la Cordillera Oriental del Perú central, en la región Junín, cerca del pueblo del mismo nombre.

El estudio aereofotográfico muestra que esta estructura puede seguirse de forma casi continua pero con ligeras variaciones en su geometría, por lo cual se ha dividido en cuatro segmentos (Macharé et al., 1997).

El primer segmento, al este de Cayesh, tiene una longitud de 2,8 km y rumbo N8°E - N10°E, es subvertical y corta principalmente a las rocas del basamento diorítico. El segundo segmento, entre la quebrada Huaye y la laguna Tingo, tiene una longitud de 2,6 km, rumbo N19°E y un buzamiento aproximado de 75° hacia el oeste y afecta los depósitos glaciales de la quebrada. Huaye. El tercer segmento se ubica entre Las Lagunas y Carpacocha, tiene una longitud de 3,7 km, rumbo N32°E y unos 60° de buzamiento hacia el oeste; la traza es discontinua y en el extremo sur se observan pequeñas fracturas transversales a la principal. El cuarto segmento

se emplaza unos 2 km al sur de la laguna Carpacocha, con rumbo N26°E y buzando alrededor de 60° hacia el oeste en el extremo sur; se caracteriza por la terminación en cola de caballo (Fig. 3).

La falla Cayesh tiene más de 11 km de longitud y muestra rechazos normales de 5 a 10 m en la superficie topográfica actual. Esto hace que esta falla se considere como una estructura geológicamente activa (Macharé et al., 1997).

PE-11 FALLA HUAYTAPALLANA

Se ubica al pie de los nevados de la cordillera del Huaytapallana que es parte de la Cordillera Oriental, a 4 500 m de altura. Está formado por dos segmentos de rumbo promedio N120° y buzamiento entre 60° y 70° hacia el noreste.

Durante los sismos de julio y octubre de 1969 la falla Huaytapallana se reactivó, generando dos segmentos que afectan a las morrenas cuaternarias y su substrato conformado por rocas volcanosedimentarias del Paleozoico superior (Grupo Mitu) al sureste y el granito de Sacsacancha al noroeste (Foto 8).

El segmento norte muestra un salto vertical de 2 m (Foto 9), a la altura de la quebrada Antacancha (Blanc et al., 1984; Blanc, 1984) mientras que en el segmento sur hay un desplazamiento vertical de 1,8 m y desplazamiento horizontal sinistral de 0,70 m (Philip y Megard, 1977). El salto de la falla originó la formación de charcas

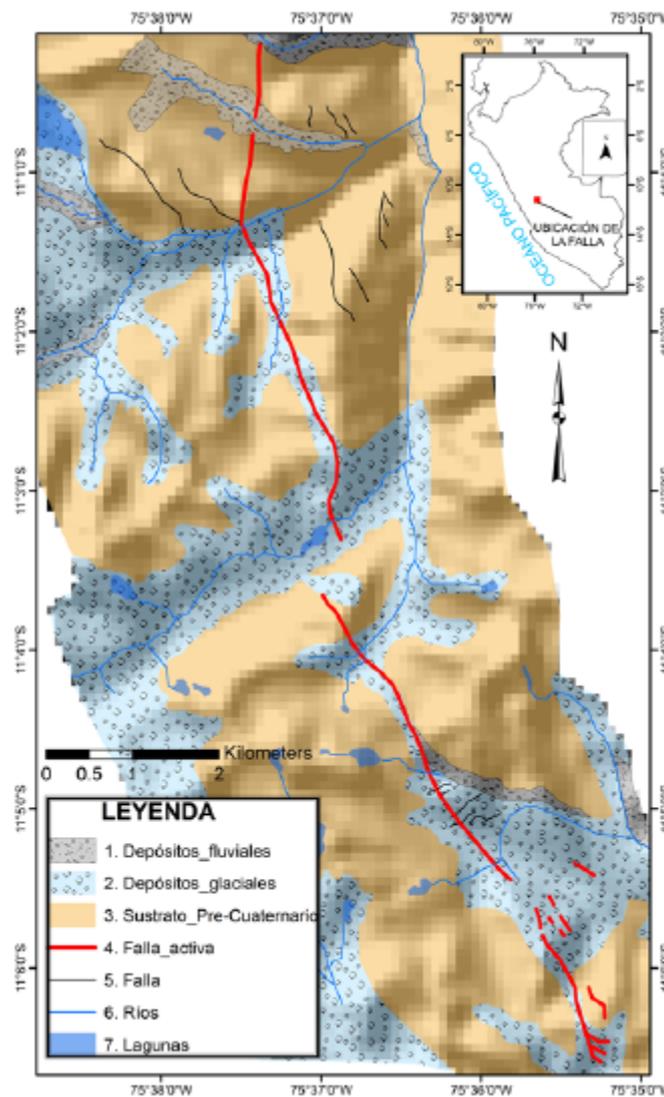


Fig. 3 Mapa geológico de la zona de estudio. 1: Depósitos fluviales; 2: Depósitos glaciales; 3: Sustrato Pre-Cuaternario; 4: Falla activa; 5: Falla; 6: Lagunas. (Modificada de Macharé et al., 1997)

o lagunillas *sadponds* que fueron represadas por el escarpamiento provocado por los sismos. Blanc et al. (1984) y Sèbrier et al. (1988) sugieren que la rotura se produjo primero en el segmento sur y posteriormente en el segmento norte.

La cinemática de la falla Huaytapallana es inversa sinistral, está confirmada por la deformación sísmica superficial (Philip y Megard, 1977), por las mediciones realizadas de microtectónica (Blanc et al., 1983) y los análisis sísmológicos (Stauder, 1975; Suarez et al., 1983; Dorbath et al., 1990).

Blanc et al. (1984) realizaron tres trincheras en las que observaron el vector desplazamiento de la falla, también midieron muchos planos estriados, calcularon los tensores y obtuvieron como resultado un eje de acortamiento N75°E.

Vilcapoma (2000) recalcula los parámetros del mecanismo focal del sismo de 1969 utilizando registros de periodo largo obtenidos de la red sísmica mundial (WWSSN). El método de modelado de ondas de volumen es utilizado para estimar la orientación de la fuente (mecanismo focal), la profundidad del foco, las características del proceso de ruptura y la energía sísmica liberada por ambos terremotos. Los mecanismos focales obtenidos corresponden a fallas inversas con gran componente de desgarre y planos nodales orientados en dirección noroeste-sureste y noreste-suroeste, buzando ambos con un ángulo de 50° aproximadamente, similar a los calculados por Suarez et al. (1983). La profundidad de sus focos es aproximadamente 5 km, con momentos sísmicos de 10^{25} y 10^{26} dina-cm respectivamente.



Foto 8 Cordillera de Huaytapallana, a pie de esta se observa el escarpe de la falla de Huaytapallana, producto del sismo de 1969. Tomada de Macharé.

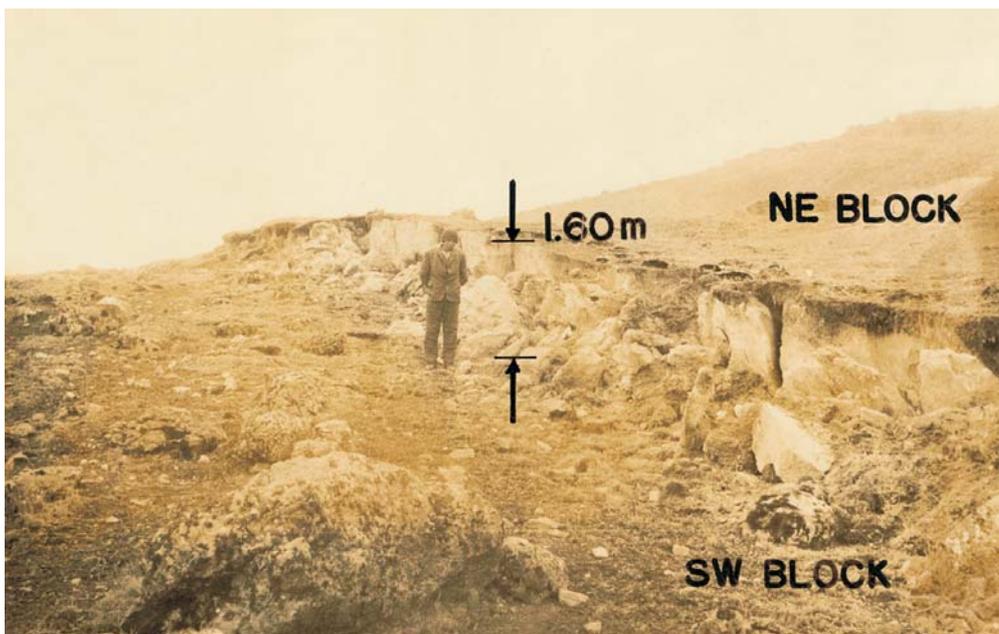


Foto 9 Escarpe de falla producto del sismo de 1969. Tomada de Macharé.

PE-12 SISTEMA DE FALLAS DEL CUSCO

Los alrededores del Cusco muestran varios sistemas de fallas cuaternarias localizadas en el límite entre las altas mesetas y la Cordillera Oriental (Cabrera, 1988). Las fallas se encuentran distribuidas en forma discontinua, distinguiendo seis sectores de oeste a este. Cabrera (1988) y Sébrier et al. (1982, 1988) las han descrito de la siguiente manera:

- **Falla Zurite**

Se extiende a lo largo de 24 km al noroeste del Cusco, y está compuesta por pequeños segmentos en echechón con rumbos entre N100°E, N115°E y N45°E para el extremo este, los buzamientos están comprendidos entre 60° y 70° hacia sureste. Esta falla normal separa el Cuaternario de la cuenca Anta de la Cordillera de Vilcabamba y afecta depósitos aluviales y morrénicos de edad cuaternaria.

- **Falla Tamboray**

Esta falla de rumbo norte-sur y buzamiento al oeste consta de un segmento de 3,5 km de longitud. Los escarpes presentan una altura de 2 m y en el nivel local llegan hasta los 4 m (Foto 10). Estas fallas cortan rocas del grupo Capas Rojas y muy rara vez abanicos aluviales del Cuaternario superior, desplazando arroyos con un movimiento normal.

- **Falla Qoricocha**

Con este nombre se designa a un conjunto de fallas ubicadas en los alrededores de la laguna Qoricocha. Tomando como referencia a dicha laguna, se encuentra la falla Chincheros al noroeste, la falla Qoricocha al norte y la falla Huanacauri al este; estas fallas se encuentran aproximadamente a 7 km al norte de la falla Tambomachay.

La falla Chincheros con rumbo este-oeste, con buzamiento hacia el sur y longitud de 3,5 km aproximadamente, consta de pequeños segmentos discontinuos, los cuales cortan morrenas recientes en su flanco oeste. Bordeando la laguna se encuentra la falla Qoricocha de rumbo N120°E, con buzamiento hacia el suroeste y con una longitud de 1,5 km, la cual corta en el extremo norte a los flujos volcánicos del Pliocuatnario. Asimismo, los rechazos normales en las fracturas en echechón presentan una ligera componente dextral.

Durante el sismo del 5 de abril de 1986, las fallas Qoricocha y Chincheros se reactivaron originando escarpes comprendidos entre 10 y 40 cm (Foto 11); ese sismo tuvo una magnitud de 6,5 Mw y 5,3 de intensidad, y afectó a la ciudad del Cusco (Carlotto, 1987; Huamán, 1987).



Foto 10 Escarpe de la falla de Tamboray. Tomada de Benavente.



Foto 11 Ruptura de la superficie producto de la reactivación de la falla Qoricocha en 1986. Tomada de Benavente.

- **Falla Tambomachay**

Se encuentra en el borde de la ciudad del Cusco, emplazada en una longitud de 17,5 km. Tiene una tendencia E-O que cambia hacia el este a una dirección noroeste-sureste, su buzamiento está comprendido entre 60° y 70° al sur. Tiene un movimiento normal con un salto vertical máximo de 4 m (Foto 12).

- **Falla Pachatusan**

Esta falla se emplaza a lo largo de 10 km de longitud, afectando depósitos del Cuaternario superior, con una dirección N135°E y un buzamiento comprendido entre 50° y 70° al suroeste. (Foto 13). Los escarpes cruzan valles glaciales mostrando un movimiento normal.

- **Falla Urcos**

Se ubica al este de la falla Tambomachay, con rumbo noroeste-sureste y buzamiento al suroeste, en su extremo sur tiene una tendencia este-oeste, a la altura del lago Urcos. Esta falla de tipo normal tiene una longitud aproximada de 15 km y corta depósitos volcánicos cuaternarios del Rumicolca. Las dataciones por el método del K/Ar para los flujos recientes de este volcán dan una edad de 0,7 millones de años, antes del presente (Cabrera, 1988). Al este del lago Urcos se localiza una formación de *sagpond* (laguna de desplome), dicho sector estaría vinculado a un sismo que afectó la región el 8 de mayo de 1965.

De los análisis estructurales de estas fallas (Cabrera, 1988; Sébrier et al., 198, 1985) se determina que la región del Cusco está afectada por una tectónica de extensión norte-sur.

PE-13 SISTEMA DE FALLAS DE OCONGATE

El sistema de fallas se encuentra en la Cordillera Oriental, región Cusco, y se extiende a lo largo de 15 km entre la cuenca Pliocuatnaria de Ocongate y el borde norte de la cordillera de Ausangate (Audebaud, 1973). La cuenca está rellena principalmente por depósitos fluvio-glaciares y morrenas cuaternarias, y se encuentra afectada por el sistema de fallas Ocongate de dirección este-oeste (Cabrera, 1988).

El sistema de fallas de Ocongate, que se extiende a lo largo de más de 15 km, se encuentra constituido por dos sectores de fallas: el sector de fallas Ausangate que define una franja de 9 km de largo por 3 km de ancho, y el sector de la falla de Uchuyacruz con más de 5 km de largo. Las fallas se caracterizan por presentar claras escarpas que se extienden entre 4 000 y 4 400 m de altitud, los planos de falla presentan buzamientos tanto hacia el norte como hacia el sur, con ángulos que varían entre 50° y 79°. Dichas fallas afectan un conjunto de morrenas (14 000 años antes del presente) y depósitos fluvio-glaciares pleistocenos y holocenos, los cuales se extienden ampliamente a lo largo de la cuenca de Ocongate.

Cabrera (1988), a partir de observaciones realizadas en las trincheras, calcula un periodo de retorno de 5 000 años para un sismo de magnitud 6,5 Mw.



Foto 12 Falla Tambomachay. Tomada de Audin.

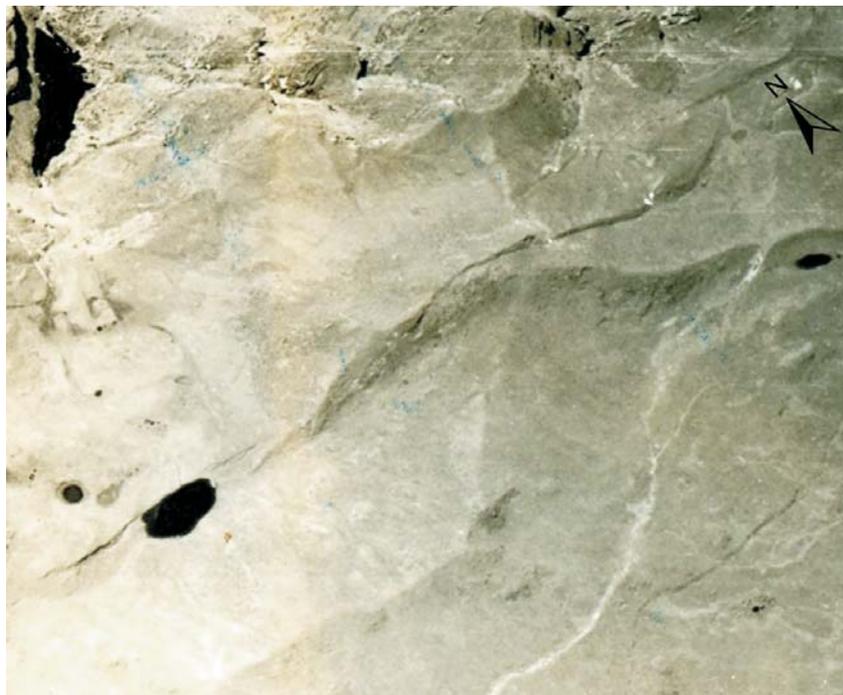


Foto 13 Foto aérea mostrando la falla de Pachatusan. Tomada del Servicio Aerofotográfico Nacional-Perú.

PE-14 ZONA DE FALLAS DEL VILCANOTA

Localizada al sureste del Cusco, las fallas se emplazan sobre 70 km de longitud, con un rumbo promedio N150°E excepto en el Sur, donde a partir del poblado de Langui cambia de dirección a N120°E, sus buzamientos están alrededor de 60° hacia el suroeste.

Esta zona de fallas se encuentra constituida por tres segmentos de falla: Pomacanchi, Yanaoca y Langui-Layo. Estas fallas afectan depósitos gruesos de abanicos aluviales asociados a la penúltima glaciación, sus escarpes llegan a tener hasta 50 m de altura, las dos últimas terrazas aluviales no muestran evidencias de ser afectadas por dichas fallas (Sébrier et al., 1982, 1985; Cabrera, 1988).

Estas fallas tienen movimientos normales sinestrales que son compatibles con una extensión norte-sur. La falla se expone mejor al norte de la laguna Pomacanchi y parece haber tenido una última reactivación al final del Cuaternario medio; sin embargo, ocurrieron sismos sumamente superficiales y destructores entre Yanaoca y la laguna de Langui-Layo.

PE-15 FALLA MONTEJATO

Se ubica al sur del departamento de Lima, a 5 km al sureste del distrito de San Vicente de Cañete región Lima. La falla normal afecta depósitos de la formación Cañete del Cuaternario superior y en el cerro Caucato afectan los depósitos de la formación Pisco

(Plioceno), las estrías normales son posteriores a unas inversas con tendencias este-oeste. En la playa Jahuay, las fallas normales afectan niveles arenosos y conglomeráticos de la formación Topara del Pleistoceno.

El salto vertical en algunos casos llega a los 7 m, la edad de reactivación de estas fallas corresponde al Cuaternario inferior a medio.

De modo general, en la costa central existen varias fallas pequeñas ya sea normales o inversas (Macharé, 1980); de la misma manera, la escarpa rectilínea que se encuentra al sur de la boca del río Chancay no es una falla sino un acantilado labrado por el mar en el Holoceno.

PE-16 FALLA ARQUILLO

Se ubica en la península de Paracas, región Ica, tiene una dirección aproximada N-S y se emplaza sobre 2 km de longitud.

El escarpe de falla presenta un salto vertical de hasta 3 m, morfológicamente se encuentra bien conservado y afecta depósitos eólicos, lo que indica un movimiento normal reciente normal (Foto 14).

La falla Arquillo está asociada probablemente a un sismo registrado el 20 de octubre del 2006, con una magnitud de 6,4 Mw y una profundidad de 33 km.



Foto 14 Escarpe de falla localizado en la Península de Paracas; posiblemente fue generado por un sismo el año 2006. Tomada de Benavente. 2007.

PE-17 FALLA PALPA

Se ubica al noroeste del valle de Ica, es difícil observarla por falta de afloramientos (Sébrier et al., 1982).

La forma del terreno Pliocuatrnario muestra la existencia de dicha falla. Esta última muestra evidencias de que su último movimiento fue inverso con una dirección promedio de N°160E y un buzamiento al suroeste. Se puede observar en ciertos lugares la traza de falla mal preservada afectando depósitos cuaternarios. La degradación de la falla indica que no tuvo reactivación reciente; asimismo se observa que la falla controla las direcciones de los cursos de los ríos (Fig. 4).

PE-18 FALLA MARCONA

Se ubica morfológicamente entre la zona de la cordillera de la Costa y las colinas andinas, caracterizada por la presencia de amplias pampas. En la región Ica, al noreste de San Juan de Marcona, la falla se pone en evidencia con una dirección N120°E y un buzamiento de 70° hacia el norte.

Afecta depósitos de la terraza marina del Pleistoceno reciente, con un movimiento normal y un salto vertical de hasta 20 cm. Además, es compatible con una extensión norte-sur (Sébrier et al., 1982, 1985).

En San Juan de Marcona se encuentra preservada una secuencia de terrazas de abrasión marina muy espectacular que se extiende hasta una altura máxima de +780 m (Macharé, 1987; Hsu, 1988; Ortlieb y Macharé, 1990, 1991). Según Goy et al. (1992) la velocidad de levantamiento sería al menos de 740 mm/kyr.

PE-19 FALLA DE CHALA VIEJO

La falla Chala Viejo se ubica en la región Arequipa, al noreste de la bahía de Chala, a una altura promedio de 370 msnm y se extiende sobre más de 10 km.

La falla Chala Viejo afecta niveles sedimentarios del Mioceno y abanicos aluviales cuaternarios. Su traza en superficie se manifiesta por un escarpe que evidencia un desplazamiento vertical formando facetas triangulares (Fig. 5), a lo largo de su traza se observa afloramientos de agua y vegetación.

PE-20 FALLA DE ATALAYA

Localizada en el llano subandino central peruano, tiene una topografía relativamente plana que se eleva ligeramente al este hacia el alto de la Sierra de Moa que marca la divisoria de aguas entre la cuenca Ucayali al oeste y la cuenca Purus al este (Dumont, 1992).

Una falla separa al oeste la unidad del alto del Shira, que representa el margen este de la faja subandina, donde el espesor de los

depósitos cenozoicos se incrementan hacia el este. Aquí ocurren cabalgamientos en la cobertura cenozoica, algunas de ellas son fallas paleozoicas normales reactivadas como fallas inversas, afectando depósitos recientes.

Así, un escarpe de dirección N110°E limita la penillanura de la llanura de inundación del río Ucayali (Sébrier et al., 1985). De noreste a sureste la escarpa incrementa su altura conforme la penillanura se eleva. La traza del escarpe limita de forma recta las capas rojas y las terrazas escalonadas cuaternarias de la llanura de inundación del río se interpretan como una falla.

PE-21 FALLA LA QUINUA

Se ubica en la cuenca intracordillerana de Ayacucho, al suroeste de la localidad de La Quinua, esta cuenca está rellena por formaciones del Paleógeno y Neógeno. La evolución Pliocuatrnaria es caracterizada por depósitos de pedimentos y de abanicos aluviales.

El último movimiento de la falla de La Quinua fue normal-sinestral. Ella se emplaza en una longitud aproximada de 10 km, y afecta depósitos aluviales del Pliopleistoceno con un salto vertical de hasta 7 m (Sébrier et al., 1982). De la medida de 44 estrías en su plano de falla se calculó el campo de esfuerzos, obteniendo una dirección extensional norte-sur (Sébrier et al., 1985).

PE-22 ZONA DE FALLAS RAZUWILCA

En la cuenca intracordillerana de Ayacucho, al noreste de los poblados de Huanta y La Quinua, en la región Ayacucho. Se trata de un conjunto de fallas con una dirección aproximada este-oeste, asociadas con el flexuramiento del borde del Macizo de Razuwilca (Sébrier et al., 1982).

Estas fallas presentan una longitud aproximada de 100 km. En la quebrada Lluncana se observaron estrías que reflejan un movimiento normal con un componente sinestral correspondiente a la última reactivación de la falla (Sébrier et al., 1982). El desplazamiento de las fallas varía entre decímetros y metros.

PE-23 FALLA LAGUNA PACUCHA

Localizada en la región Apurímac, al noreste de la provincia de Andahuaylas, tiene una dirección aproximada este-oeste y se emplaza a lo largo de 100 km.

La existencia aguas abajo de la laguna Pacucha de una terraza antigua, posiblemente del Cuaternario superior, con cantos de granitos que provienen de más arriba de dicha laguna atestigua un movimiento en el Cuaternario medio a reciente (Sébrier et al., 1982).



Fig. 4 Cambio de dirección de los ríos producto de la Falla de Palpa.



Fig. 5 Facetas triangulares producto de la falla de Chala viejo, ver fechas.

PE-24 FALLA TRIGAL

Las fallas Huambo Cabanaconde (región Arequipa) se encuentran ubicadas entre los poblados de Huambo y Cabanaconde, en las mesetas volcánicas de la Cordillera Occidental, a unos 100 km al noroeste de Arequipa. En esta zona hay dos fallas importantes y paralelas conocidas como Trigal y Solarpampa pues cruzan quebradas del mismo nombre (Sébrier et al., 1985).

La falla Trigal presenta un escarpe con una longitud aproximada de 10 km (Huamán, 1985), afecta al vulcanismo cuaternario más reciente (Holoceno) y parece haberse movido durante su emplazamiento. El escarpe de falla afecta la topografía actual, a esto se suma la perturbación del drenaje con formación de charcas de colapso por falla (*sagpond*), específicamente en los alrededores de la intersección de la falla Trigal con el cerro Tocosasi, y los saltos holocenos de aproximadamente 5 m en la quebrada Trigal; todo ello sugiere que estas fallas son activas (Fig. 6).

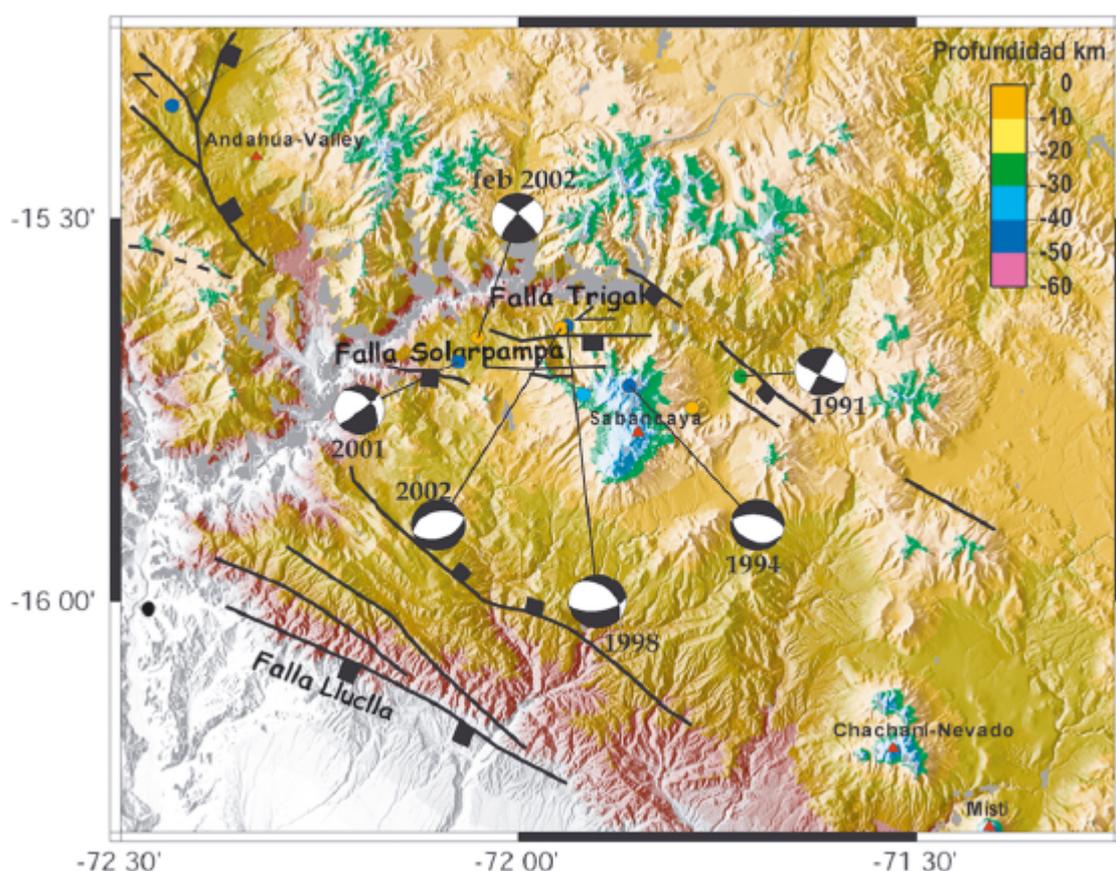


Fig. 6 Enjambre sísmico en la zona de Cabaconde. Tomada de David, 2007.

PE-25 FALLA SOLARPAMPA

La falla Solarpampa presenta un escarpe con una longitud de 12 km (Huamán, 1985), que afecta al vulcanismo cuaternario (Holoceno), y también depósitos aluviales recientes. Los escarpes tienen una altura entre 5 y 10 m, lo que originó una perturbación en el drenaje, con la consecuente formación de *sagpond* a lo largo de la traza de la falla.

A fin de realizar una interpretación de los procesos de deformación presentes en esta región, Huamán (1993), Mering et al. (1996) y Sébrier et al. (1985) realizaron diferentes estudios de microtectónica

sobre las fallas Trigal y Solarpampa, y sugieren que estos sistemas corresponden a fallas normales originadas por procesos netamente extensivos y cuyos ejes de tensión se orientarían en dirección N-S y buzamiento en dirección sur (Fotos 15 y 16).

El poblado de Cabanaconde fue afectado en 1998 por dos sismos superficiales (5 km) de 5,5 Mb de magnitud. Sus mecanismos focales dieron como resultado fallas de tipo normal con planos nodales orientados en dirección este-oeste, buzando ambos con ángulos que miden aproximadamente 45° y eje de tensión nort-sur (Antayhua et al., 2002).

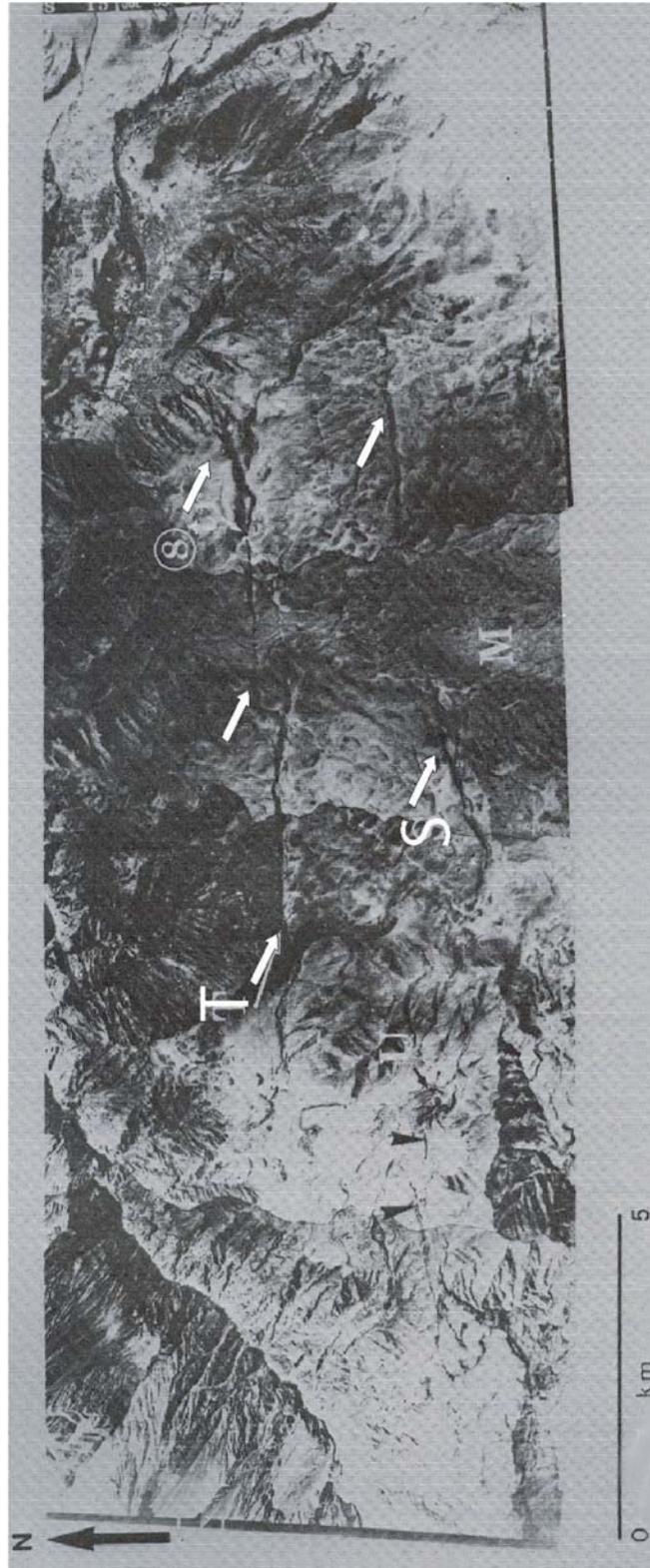


Foto 15 Fallas Trigal (T) y Solarpampa (S), departamento de Arequipa. Tomada del Servicio Aerofotográfico Nacional-Perú.



Foto 16 Escarpe de la falla Solarpampa, vista al norte. Tomada de Fidel.

PE-26 FALLA CHICO MACHACO

Se ubica al sur de la región Arequipa, entre la parte noroeste del cerro Alto de Meadero y la margen sureste de una planicie de erosión del Mioceno-Plioceno (Noller, 1993).

La falla de Chico Machaco tiene una expresión geomorfológica muy marcada sobre sus 16 km de longitud con rumbo promedio noreste-suroeste y buzamiento de 60° al noroeste.

El movimiento más reciente en la falla ocurrió en la parte central a lo largo de 6 km con un movimiento normal, donde la escarpa de 2 a 3 m de alto se desarrolla en depósitos coluviales (Foto 17). Sin embargo, la apariencia fresca de la escarpa en la planicie y en los depósitos coluviales sugiere que la falla es relativamente joven, posiblemente del Pleistoceno tardío (Fenton et al., 1995).



Foto 17 Falla normal Chico Machaco, vista al este. Tomada de Benavente, 2008.

PE-27 FALLA PAMPACOLCA

Está ubicada en la Cordillera Occidental, al sur del volcán Coropuna región Arequipa, presenta una extensión de 20 km aproximadamente.

Sébrier et al. (1982) describen esta falla de la siguiente manera. Tiene un rumbo promedio N140°E, con un buzamiento fuerte hacia el suroeste, su componente aparente es normal con el bloque cordillerano levantado, su escarpe de falla se muestra erosionado y afecta depósitos aluviales posiblemente del Pleistoceno superior.

PE-28 FALLA LLUCLLA

Localizada en el valle del río Sihuas, a 60 km al noroeste de la ciudad de Arequipa; limita rocas del Precámbrico de la Cordillera Occidental y depósitos continentales del Oligoceno-Mioceno en el piedemonte del Pacífico.

La degradación del escarpe de falla indica que el último movimiento fue antes del Holoceno y podría estar relacionado a la tectónica extensional del Plioceno-Pleistoceno (Sébrier et al., 1985).

Las dieciséis medidas de las estrías normales surgidas durante el último periodo de reactivación revelan un régimen tectónico extensivo de dirección norte-sur (Sébrier et al., 1982, 1985; Deza et al., 1982).

PE-29 FALLA VISCACHANI

Se ubica en la cuenca Ananea, región Puno, a una altura de 4 600 m; estas estructuras resultan de las deformaciones compresivas del Neógeno. La depresión Plio-pleistocena Ananea se ubica en la terminación noreste de un amplio sinclinorio de dirección noroeste-este y tiene como relleno sedimentos del Plioceno y depósitos de morrenas (Lavenu, 1980).

La falla Viscachani de rumbo aproximado este-oeste y buzamiento hacia el norte presenta un salto vertical de 1 m y se emplaza sobre una longitud de 2 km, afectando depósitos morrénicos del Pleistoceno con un movimiento normal (Sébrier et al., 1985) Fotos 18 y 19. Esta falla es compatible con una extensión norte-sur.

PE-30 FALLA MATARO

Localizada 10 km al noroeste de la terminación del lago Titicaca (Lago Arapa), en una elevación de 3 950 m. Se emplaza en la formación lacustre Mataro, de ahí su nombre, esta formación representa los depósitos del Pleistoceno inferior (Sébrier et al., 1985) del lago Titicaca.

Dos pequeñas escarpas de fallas de 10 m de altura han sido observadas cortando la formación Mataro (Sébrier et al., 1985). La dirección de estas escarpas son este-oeste y sus capas buzaban hacia el norte. Estas fallas son antitéticas con respecto a la falla

mayor del borde noreste del lago Titicaca y pueden indicar la deformación del altiplano en el Cuaternario, ya que están situadas entre el sistema de fallas del río Vilcanota y las fallas cuaternarias del altiplano boliviano descritas por Lavenu (1980).

PE-31 FALLA UMayo

Conocida también como falla Atuncolla, se ubica en la región Puno, al norte de la laguna Umayo y al sur del poblado de Atuncolla.

Se emplaza a lo largo de 1 km de longitud con dirección N160°E y buzamiento subvertical; afecta a depósitos aluviales recientes y las lavas de la formación Vilque con un movimiento transcurrente. Al sur de esta zona se observa el lineamiento de Santa Lucía que tiene un rumbo cerca de N110°E y es una de las estructuras mayores que separan el altiplano de la Cordillera Occidental; aparentemente tuvo una reactivación en el Cuaternario (Sébrier et al., 1982).

PE-32 FALLAS TUNCUCHI

Se ubica en la cuenca Ulla Ulla, al sureste de la localidad de Suches en región Puno, sobre una topografía plana que se encuentra a 4 500 m sobre el nivel del mar.

Entre el río Suches y el cerro Tuncuchi se puede observar dos fallas, con escarpes de hasta 25 m de alto. Estas fallas tienen una dirección norte-sur y rumbo N28°E; afectan areniscas, conglomerados aluviales del Cuaternario superior y también depósitos de morrenas con un movimiento normal. El análisis microtectónico determinó una extensión norte-sur al igual que en la parte central de la Cordillera Oriental (Sébrier et al., 1985).

PE-33 FALLA PAMPA HUANACOLLO

La falla Pampa Huanacollo se ubica al noroeste de la región Moquegua, entre los cerros Machaco Chico y Tres Cruces, y afecta depósitos cuaternarios a lo largo de toda su traza (Noller, 1993). Presenta un escarpe de 0,5 a 1,5 m de alto, esta se degrada a lo largo de toda su traza debido a la erosión. El pobre desarrollo de su escarpe sugiere que esta no tuvo una larga historia de movimientos durante el Neógeno (Fenton et al., 1995).

El movimiento más reciente fue de tipo normal y parece haber sido en la porción central de la falla, donde se aprecia una longitud corta del escarpe de la falla intacta. Incluso en esta parte la escarpa afecta depósitos aluviales del Pleistoceno y está enterrada por depósitos eólicos.

PE-34 FALLA CERRO CORDILLERAS

Se ubica al noreste de la región de Moquegua, presenta una expresión superficial marcada como contacto de roca de fondo y



Foto 18 Vista sur de la falla Viscachani, sector Jutinapata. Tomada de Fidel, 2002.



Foto 19 Escarpe de la falla Viscachani, afectando a las areniscas del Grupo Ambo y comprometiendo a depósitos glaciares. Tomada de Fidel, 2002.

depósitos aluviales, se extiende a lo largo de 20 km (Noller, 1993). La falla compensa la última superficie terciaria de erosión de cerro Cordillera y se divide en tres segmentos.

El primer segmento de escarpe de falla es enterrado en gran parte por depósitos aluviales y eólicos. Esto indica que el segmento no tuvo reactivación reciente (Fenton et al., 1995).

El segmento central afecta los depósitos aluviales cuaternarios (Fig. 7), sin embargo no se observó ninguna escarpa a través de los abanicos aluviales activos. Las escarpas de las fallas se

preservan hacia la parte norte, tienen 2,5 m de altura (Fenton et al., 1995). El último movimiento a lo largo de esta sección corresponde probablemente al Pleistoceno superior, según la preservación de la escarpa. Los movimientos en el Holoceno se excluyen debido a la carencia de escarpas en el abanico aluvial.

En el tercer segmento también se observa que el escarpe de falla es enterrado en gran parte por depósitos aluviales y eólicos, y por lo tanto no tuvo reactivación reciente (Fenton et al., 1995).



Fig. 7 Vista al sur de la falla Cerro Cordilleras, se observa que la falla afecta depósitos aluviales y el drenaje (ver flechas). Tomada de Google Earth.

PE-35 FALLA OESTE DEL RÍO MOQUEGUA

Esta falla tiene una longitud aproximada de 10 kilómetros, se ubica al oeste del río Moquegua, en el departamento del mismo nombre (Noller, 1993), con rumbo promedio este-oeste e inclinación hacia el sur.

No existen reportes de sus características geomorfológicas. sin embargo, se descarta un último movimiento debido a que el escarpe de falla presenta muchas evidencias de erosión (Fenton et al., 1995).

PE-36 FALLA CERRO LORETO

La falla de cerro Loreto está marcada por una escarpa pobremente preservada, esta se observa a lo largo de la margen este del cerro Loreto, en la región Moquegua, a 10 km de Ilo.

La falla presenta un escarpe relativamente erosionado, que no permite observar evidencias o indicadores de actividad reciente, tampoco llega a afectar depósitos del Pleistoceno superior-Holoceno

inferior. El escarpe de falla se emplaza en un abanico aluvial de piedemonte del Plioceno-Pleistoceno (Fenton et al., 1995).

El último movimiento a lo largo de la falla ocurrió probablemente en el Pleistoceno medio con la ruptura a lo largo de toda la longitud de la falla (Fenton et al., 1995) llegaron a esta conclusión por el grado de preservación de la escarpa.

PE-37 FALLA CHASPAYA

Se ubica en la región Tacna, a 15 km al este del poblado de Pachía, en el lado suroeste del cerro Chaspaya, a lo largo de 10 km aproximadamente, con dirección noreste-suroeste e inclinación hacia el sureste.

La falla de Chaspaya exhibe una expresión geomorfológica muy fuerte, está representada por un gran salto vertical en el que se observan facetas triangulares de 200 m aproximadamente (Noller, 1993). La presencia de escarpes jóvenes en los depósitos eólicos sugiere que el movimiento más reciente de la falla de Chaspaya pueda ser menor que algunos cientos de años.

Esta falla tiene expresión superficial activa sobre toda su longitud (10 km aproximadamente). La altura del escarpe más reciente es cerca de 3 a 3,5 m y está bien desarrollada en los depósitos coluviales del Holoceno y depósitos eólicos. El escarpe muestra una degradación muy pequeña, sin muchas evidencias de erosión a lo largo de la traza de falla, afectando el drenaje (Fenton et al., 1995).

PE-38 FALLA CERRO CHASCOSO

La falla de cerro Chascoso se ubica al sur de la región Moquegua, a lo largo de la margen del cerro del mismo nombre (Noller, 1993), forma un escarpe de roca de 10 km de largo aproximadamente y tiene dirección noreste-suroeste. La falla se bifurca en el extremo norte del cerro.

El escarpe de falla tiene expresión superficial activa sobre toda su longitud, con una ruptura superficial reciente que comprende cerca de 8 km de su traza, con un movimiento normal.

El escarpe más reciente tiene una altura aproximada de 3 a 3,5 m y se encuentra bien desarrollado en depósitos coluviales del Holoceno y depósitos eólicos, además muestra escasas evidencias de erosión. Además, cruza hondonadas bajas formado así facetas triangulares (Fenton et al., 1995; Benavente, 2008).

A partir de perfiles realizadas con un GPR (Ground Penetrating Radom) podemos observar en los radargramas la traza de falla en profundidad (Fig. 8).

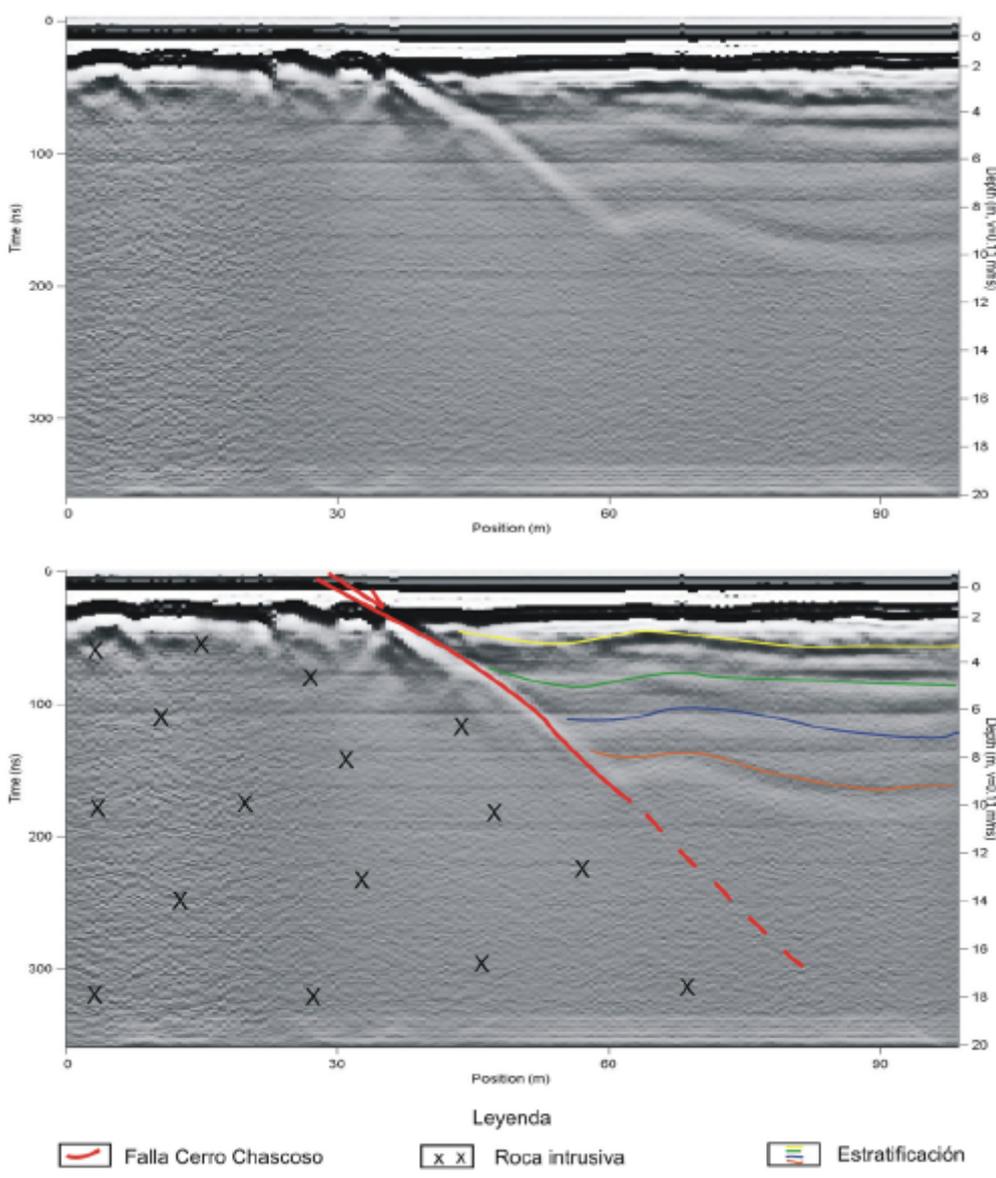


Fig. 8 Interpretación de radargramas de la falla Cerro Chascoso.

PE-39 FALLA ALTO LOS CHILENOS

La falla Alto Los Chilenos se ubica al sur de la localidad de Ite, región Tacna, presenta un trazo bien definido con una longitud aproximada de 10 km y un salto vertical de 4 m. Esta falla hace que un pequeño graben limite con la falla cerro Morrito ubicada al sur (Noller, 1993).

La asociación cercana de las fallas Alto Los Chilenos y cerro Morrito sugiere historias similares. La segunda es probablemente antitética a la primera.

La falla es caracterizada por un escarpe de 4 m de alto con dirección noreste-suroeste, afecta depósitos del Terciario y depósitos aluviales del Pleistoceno. La mayor parte del escarpe se encuentra muy erosionada y está enterrada por parte de un depósito coluvial y depósitos eólicos.

La edad de los depósitos aluviales a lo largo de la falla es desconocida, pero el desgaste por la acción atmosférica superficial indicaría una edad perteneciente al Pleistoceno medio (Fenton et al., 1995). Se descartan movimientos más recientes debido a la pobre preservación de la escarpa.

PE-40 FALLA PAMPA TRAPICHE

Está ubicada al este de la región Moquegua y es esencialmente la extensión del sector noroeste de los sistemas de fallas Toquepala e Incaquiquio (Noller, 1993). La falla se expresa como una serie de escarpes discontinuos en roca y en depósitos aluviales.

Sus escarpes tienen un salto vertical de hasta 4 m de alto, con dirección este-oeste y buzamiento hacia el sur; muestran evidencias de erosión, pero se observa continuidad lateral. Los escarpes no están presentes en los depósitos aluviales recientes del valle de Moquegua. En la sección occidental de la falla no hay evidencias de que el último movimiento haya ocurrido en el Cuaternario; probablemente tuvo lugar en el Plioceno superior o durante el Pleistoceno inferior.

PE-41 FALLA CHOLOLO

Se ubica dentro de las fallas costeras de la cordillera, en el antearco meridional; tiene una longitud aproximada de 40 km desde Ilo hasta el valle de Moquegua (Fig. 9). El sistema consiste en segmentos paralelos de 100 m al norte de la ciudad de Ilo (Audin et al., 2006).

Esta afecta a depósitos cuaternarios recientes (Holoceno), así como al sistema de drenaje; los primeros son desplazados con un movimiento transcurrente sinistral, mientras que los depósitos aluviales recientes y los depósitos eólicos se interestratifican a lo largo de la traza de falla, identificándose dentro de esta estratificación

cenizas asociadas a la última erupción del Huaynaputina (1600 A.D.) (Audin et al., 2006).

El sistema de fallas de Chololo reúne fallas normales con componente sinistral y presenta pliegues secundarios en el tramo norte, con dirección N50°E a N60°E.

El sistema de fallas de Chololo tiene varios segmentos, el más antiguo presenta un movimiento transcurrente sinistral y los más pequeños muestran principalmente movimientos normales (bajan respecto al valle). Con el análisis de fotografías aéreas se pudo identificar los segmentos de la falla y su influencia en la reorganización del drenaje. En la Figura 10 se presenta una reconstrucción de la topografía a partir de los cauces de los ríos, las crestas de montañas y las paredes de los valles (Audin et al., 2008).

Los movimientos sismotectónicos en el área costera peruana son controlados en gran parte por la convergencia de la placa de Nazca bajo la placa Sudamericana. De otro lado, el clima hiperárido en el área preserva la morfología regional y permite identificar numerosos marcadores geomorfológicos a lo largo de la traza de la falla.

PE-42 FALLA TOQUEPALA

La falla Toquepala es un segmento principal en el sistema de las fallas de Incaquiquio, se extiende a lo largo de 114 km y está marcada por un lineamiento fuerte de cerca de 5 km al sureste de la región Moquegua, de aquí se extiende hasta llegar entre la cabecera del río Caplina y la cordillera del Barroso, emplazándose en una distancia aproximada de 107 km.

La morfología y la altura de las escarpas son relativamente continuas, con dirección este-oeste a lo largo de la falla hasta el río Ilabaya y llegan a alcanzar un salto vertical de 3 m (Fenton et al., 1995).

La falla Toquepala tiene una historia compleja de movimientos durante el Cuaternario, sugiriendo para el último movimiento un desplazamiento lateral. Se encuentra dividida en dos secciones: la occidental está marcada por escarpas normales asociadas a pequeños grabens. Su ruptura superficial a lo largo de esta sección se extiende cerca de 40 km entre pampa Lagunas y río Ilabaya. La falla cruza la pampa Lagunas afectando unidades del Mioceno y depósitos aluviales recientes.

La sección oriental está marcada por un patrón más simple de la ruptura en comparación con la sección occidental. La ruptura superficial produjo una escarpa lineal, afectando unidades del Mioceno y depósitos aluviales donde la falla atraviesa cursos de drenaje. La falla forma una escarpa casi continua de 25 km de

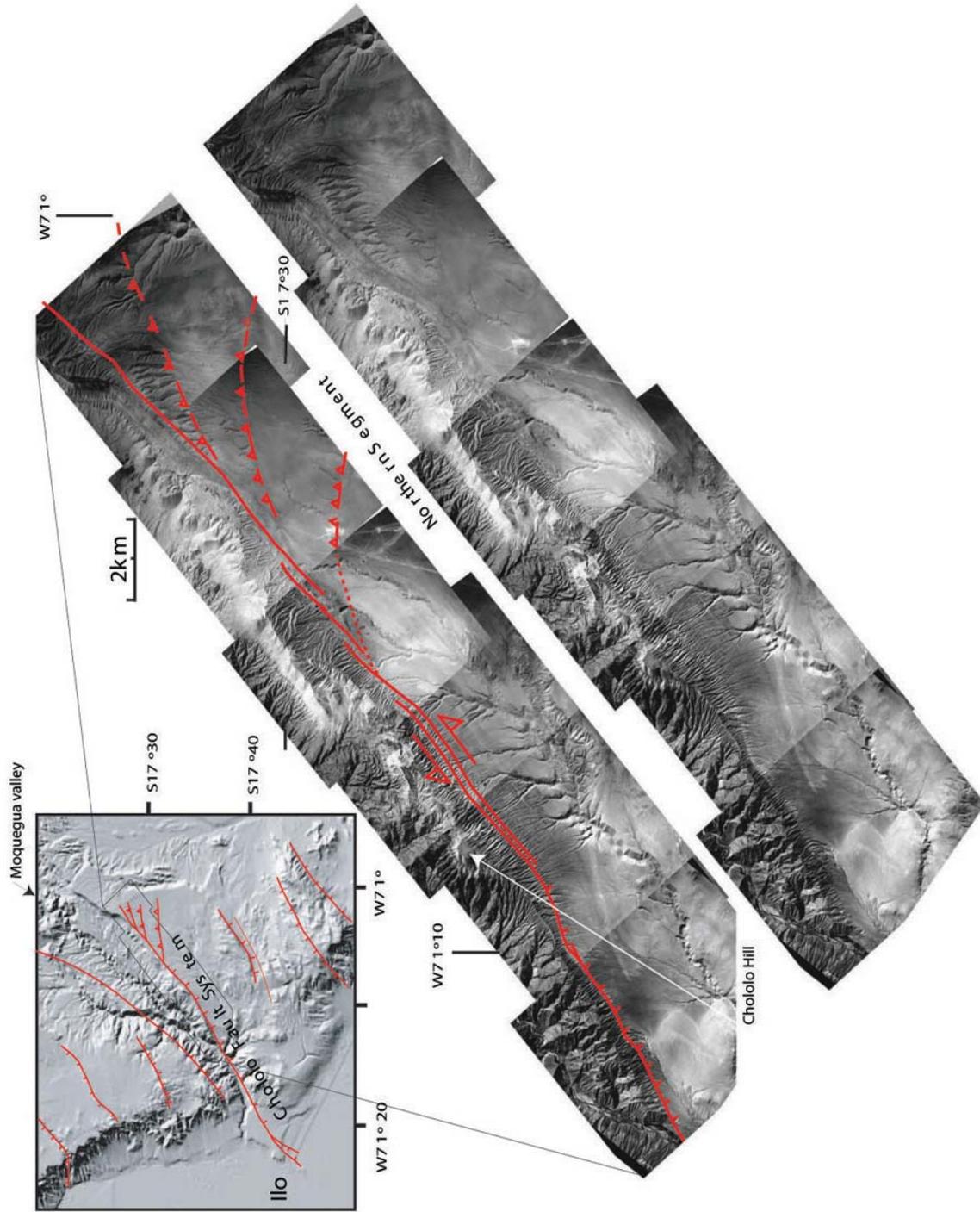


Fig. 9 DEM derivado de datos SRTM. Imagen aérea sin interpretación con interpretación; la traza es perpendicular a la traza de subducción. Tomada de Audin et al., 2008

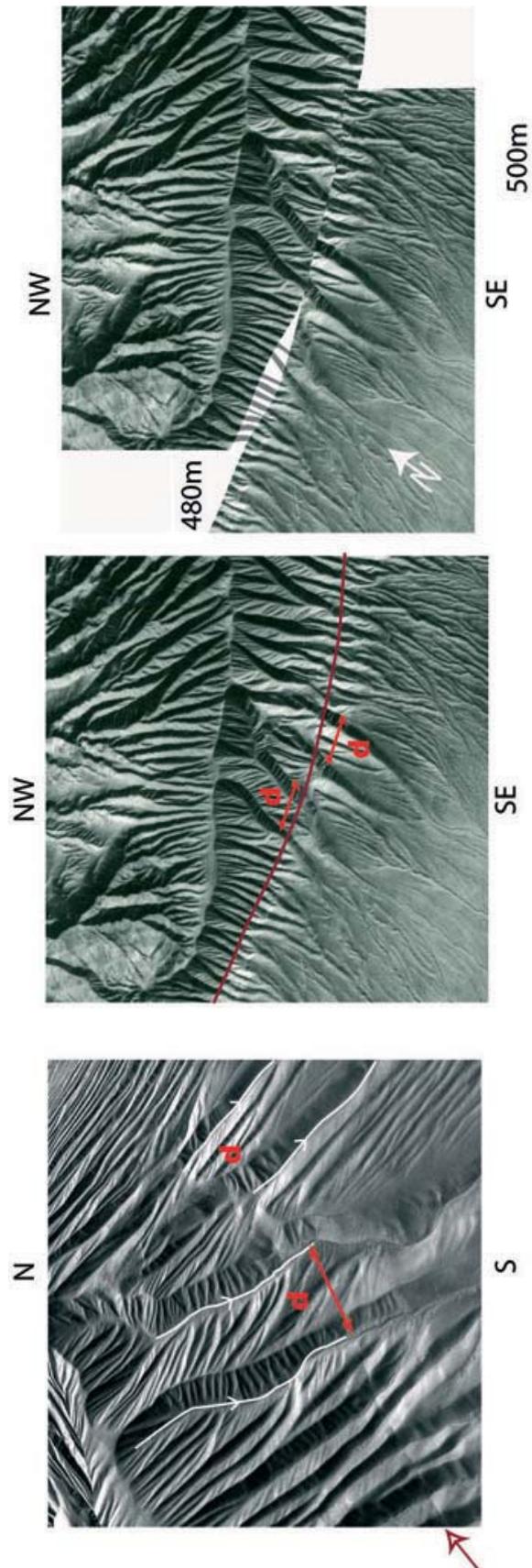


Fig. 10 Observar las corrientes del NW-SE, las crestas y los abanicos se encuentran desalineados, se observa dos valles desplazados por la falla principal con un movimiento sinistral (Ver flechas rojas). Tomada de Audin et al., 2008.

largo, desde Coropuro en el río Sama hasta cerro Palquilla sobre la quebrada Chero.

La escarpa de la falla mantiene una cara libre que mide cerca de 1 m de alto a lo largo de la parte mayor y podría indicar el último movimiento en el Holoceno, mientras que toda la escarpa alcanza 3 m de altura.

En el 2004, David et al. determinaron que en la región la microsismicidad está presente a lo largo de la falla Incapuquio formando varias agrupaciones, mientras que aparece dispersa sobre el resto de las fallas.

PE-43 FALLA MICALACO

Se ubica al norte del sistema de fallas de Incapuquio; se emplaza a lo largo de 33 km, cruza el cerro Yarito, la parte oeste de la mina Toquepala y el cerro Cadete hasta llegar al sector de Micalaco donde se divide en tres ramas antes de desaparecer en el área de un extenso deslizamiento sobre el río Ilabaya (Noller, 1993).

La falla está marcada por una serie de escarpas de 1,5 a 2 m en roca y depósitos aluviales con dirección noroeste-sureste y buzamiento hacia el suroeste (Foto 20). Las escarpas en los depósitos aluviales son afectadas solo por los canales más recientes de la corriente, lo que sugiere un movimiento reciente (Fenton et al., 1995).

PE-44 FALLA PURGATORIO

El sistema de fallas Purgatorio se localiza a una altura promedio de 1 200 msnm, entre las ciudades de Moquegua y Mirave, en el borde de la Cordillera Occidental (Noller, 1993). La falla activa afecta a abanicos aluviales cuaternarios y a niveles sedimentarios de la formación Moquegua superior. Es una falla dextral con un componente inverso, tiene un rumbo aproximadamente paralelo al sistema de fallas de Incapuquio, pero se ubica hacia la zona del Pacífico (Audin et al., 2007; Benavente, 2009).

Se extiende sobre más de 45 km, y su traza en superficie se manifiesta por un escarpe que evidencia un desplazamiento vertical y un componente lateral (Foto 21). La falla Purgatorio muestra actividad, movimientos e historia complejos.

El segmento este de la falla tiene dirección noroeste-sureste, mientras que sobre la localidad de Mirave la ruptura se desvía de una tendencia noroeste-sureste hacia otra este-oeste (Fenton et al., 1995). El sistema de fallas probablemente también se asocia a la falla previamente cartografiada en la localidad de Chulibaya por Sèbrier et al. (1985) y a la falla inversa con buzamiento hacia el este localizada en la localidad de Mirave.

Se observan terrazas de 0,5 a 2 metros de altitud sobre el actual cauce del valle. Estos depósitos cuaternarios constituidos por gravas y arenas están afectados por la falla, al igual que la pampa Purgatorio en el extremo occidental del poblado de Mirave. Las escarpas de falla forman charcas o lagunillas a lo largo del trazo de la misma.

PE-45 FALLA VILLACOLLO

La falla de Villacollo se ubica entre la localidad de Villacollo y el río Sama, en la región Tacna. Comprende una serie de escarpas de dirección aproximada noreste-suroeste, que cortan depósitos aluviales recientes. La falla tiene dos secciones según las direcciones y geometría que presentan (Noller, 1993).

Se observa carencia de depósitos cuaternarios y roca altamente fracturada en los extremos occidentales de ambas secciones, haciendo difícil determinar su longitud verdadera.

Esta sección abarca dos segmentos secundarios que atraviesan el lado noroeste del valle de río Sama y se extienden al noroeste del río Curibaya pero no lo cruzan. El movimiento más reciente en la sección occidental ocurrió durante el Pleistoceno, con características normales; la preservación de escarpas en el depósito aluvial sugiere que puede ser del Pleistoceno superior (Fenton et al., 1995).

PE-46 FALLA CERRO ROCOSO

Se ubica en la región Tacna y abarca una serie de escarpes de falla en roca y depósitos aluviales a lo largo de la quebrada Gil, que es un tributario del río Sama. La falla continúa a través de la pampa Chuchilas como línea de escarpas discontinuas en depósitos aluviales a lo largo de 11 km de longitud (Noller, 1993).

Los escarpes tienen un salto vertical de 2 m de alto y en los depósitos aluviales son degradados levemente o enterrados parcialmente por las arenas eólicas recientes. En la quebrada Gil los escarpes se muestran en roca como lineamientos topográficos prominentes agudos, mientras que en los depósitos aluviales la mayor parte de los escarpes han desaparecido por la erosión fluvial (Fenton et al., 1995).

PE-47 FALLA CERRO CAQUILLUCO

Se emplaza en una extensión de 18 km a través de una superficie de erosión entre el río Sama y Tacna. La falla parece disturbar la superficie erosiva del Mioceno y aparece como lineamiento claro debajo del cerro Caquilluco con dirección noroeste-sureste; su último movimiento ocurrió durante el Pleistoceno superior (Noller, 1993).



Foto 20 Escarpe de la falla Micalaco, vista al este. Tomada de Benavente.



Foto 21 Falla de Purgatorio, ubicada en el departamento de Moquegua, presenta un salto vertical de hasta 3 m. Tomada de Benavente.

No hay escarpes desarrollados a lo largo del lineamiento, y tampoco evidencias de componentes laterales a partir de sus características geomorfológicas (Fenton et al., 1995). Sin embargo, la falla parece disturbar la superficie erosiva de Cochapampa del Mioceno y aparece como lineamiento claro a través de un escarpe de deslizamiento cuaternario debajo del cerro Caquilluco. El escarpe de deslizamiento fue la fuente de una avalancha gigante de roca que se evidencia sobre la pampa del Pedregal, a una distancia de 40 km del cerro Caquilluco.

El grado de incisión y de erosión de la avalancha permiten deducir que el depósito es probablemente anterior al Pleistoceno medio.

PE-48 FALLA CERRO MORRITO

La falla de cerro Morrito limita en el lado meridional del graben entre las fallas Alto Los Chilenos y Cerro Morrito (Noller, 1993) región Tacna. Tiene dirección noreste-suroeste y se emplaza a lo largo de 5,6 km de longitud. La asociación cercana de las fallas Alto Los Chilenos y de Cerro Morrito sugiere que tienen historias similares en su origen. La falla de Cerro Morrito es probablemente antitética a la falla Alto Los Chilenos.

La escarpa de falla tiene un salto vertical de 2 a 3 m, afecta depósitos aluviales del Pleistoceno, y la parte noreste está cubierta por depósitos eólicos. El buzamiento hacia el noroeste se basa en la expresión topográfica de la falla.

PE-49 FALLA CHULIBAYA

Se ubica al noroeste de Tacna, entre Locumba e Ilabaya, al límite del piedemonte Pacífico y la cordillera Occidental. Perteneció al gran sistema de fallas de Incahuasi que separa el antearco (cuenca Moquegua) de la cordillera Occidental (Sébrier et al., 1982).

Esta falla tiene dirección N80°E y N120°E con fuerte buzamiento hacia el sur; el desnivel máximo es de 3,50 m y recorta los depósitos más recientes (Foto 22). En las quebradas menores la escarpa de falla ha represado el corrimiento de agua de las últimas lluvias importantes, produciendo lagunillas y charcos ya secos que al evaporarse han dejado limo y arcilla.

A partir de observaciones de estrías en el plano de falla, Sébrier et al. (1985), determinan que se trata de una falla normal y que corresponden al último movimiento del sistema de fallas Incahuasi.



Foto 22 Falla Chulibaya ubicada en el departamento de Moquegua. Tomada de Sébrier.

PE-50 FALLA SAMA-CALIENTES

El sistema de fallas activas Sama-Calientes se ubica a una altura media de 1 700 msnm, en la región de Tacna, en el extremo sur del Perú, exactamente entre la quebrada Locumba y la frontera Perú-Chile. La traza de la falla pasa cerca de las localidades de Sama y Calientes, esta última a 20 km del departamento de Tacna, por esta razón presenta un tipo de riesgo que debe considerarse.

El sistema de fallas Sama-Calientes afecta depósitos aluviales, fluviales y lacustres pertenecientes a las terrazas aluviales del Plioceno, Pleistoceno y Holoceno (Benavente et al., 2008).

Las evidencias de tectónica compresiva se expresan en cambios en la geomorfología, los cuales alteraron los cursos de los paleoríos, además de las terrazas aluviales encajonadas compuestas por secuencias conglomeráticas de gran espesor y de clastos de gran diámetro. Estas secuencias son afectadas por fallas inversas y flexuras con un buzamiento principal hacia el Este. Las fallas inversas tienen un rumbo aproximado N120°E y son las que actualmente participan en el levantamiento del bloque cordillerano (Audin et al., 2007; Benavente, 2008).

En el río Caplina se ubica junto a la traza de falla una fuente de aguas calientes de más de 40 °C (señalada con un punto azul, Fig. 11), en la misma dirección se observa un afloramiento en la margen izquierda del río Caplina (señalado con punto blanco), el que evidencia una falla inversa en la terraza más reciente.

La aridez del terreno permitió realizar perfiles utilizando el Ground Penetrating Radar en las cauces de los ríos a través de la falla Sama Calientes (Fig. 12).

PE-51 FALLA MESACALENE

Es una falla poco estudiada pero potencialmente activa, se encuentra en el límite de las regiones Moquegua y Tacna, en la margen suroeste del volcán Mesacalene.

La falla Mesacalene fue reconocida a partir de un estudio detallado de fotos aéreas e imágenes satelitales a diferentes escalas, en las que se observa que la traza de la falla afecta depósitos recientes

así como a las lavas del volcán activo Mesacalene. La traza de la falla tiene dirección noroeste-sureste y buzamiento hacia el sureste.

El 2006 se registró un sismo de magnitud de 4,5 asociado probablemente a esta falla. En el caso de este sismo se determinó una profundidad focal de 14 km.

PE-52 FALLA SAN FRANCISCO

Se caracteriza por una serie de escarpas degradadas y discontinuas en depósitos aluviales al noreste de Tacna. La traza de falla se extiende a lo largo de 21 km con rumbo noroeste-sureste, y afecta depósitos del río Caplina, la pampa San Francisco y la quebrada Cobani (Noller, 1993).

La parte sureste de la falla se expresa simplemente como fractura de la roca o como una escarpa de baja altura enterrada en parte por depósitos eólicos. Sin embargo, la falla expresa un salto vertical de 1 a 1,5 m (Fenton et al., 1995).

PE-57 FOSA PERÚ-CHILE (ZONA DE SUBDUCCIÓN DE NAZCA)

La zona de subducción de Nazca se encuentra en alta mar, a unos -100 a -200 km al oeste de la costa del Pacífico en Perú y se extiende de norte a sur a lo largo de toda la costa occidental de América del Sur. Esta zona de subducción es la responsable de la mayoría de los grandes sismos ($M > 8$) y tsunamis que han golpeado la costa occidental de América del Sur.

La morfología de la fosa se expresa en el fondo del océano, que libera energía durante sismos de subducción, y estos originan levantamientos o subsidencias a lo largo de las regiones costeras adyacentes.

En la zona de subducción ocurrieron grandes sismos como en 1906 (Ecuador), 1960 (Chile) y 2001-2007 (Perú), con magnitudes de M_8 , $M_{9,5}$, $M_{8,2}$ y $M_{7,9}$ respectivamente. Se desconoce el intervalo de tiempo de recurrencia de los grandes sismos, pero se calcula que en el Perú deben producirse en intervalos de tiempo de cientos de años.

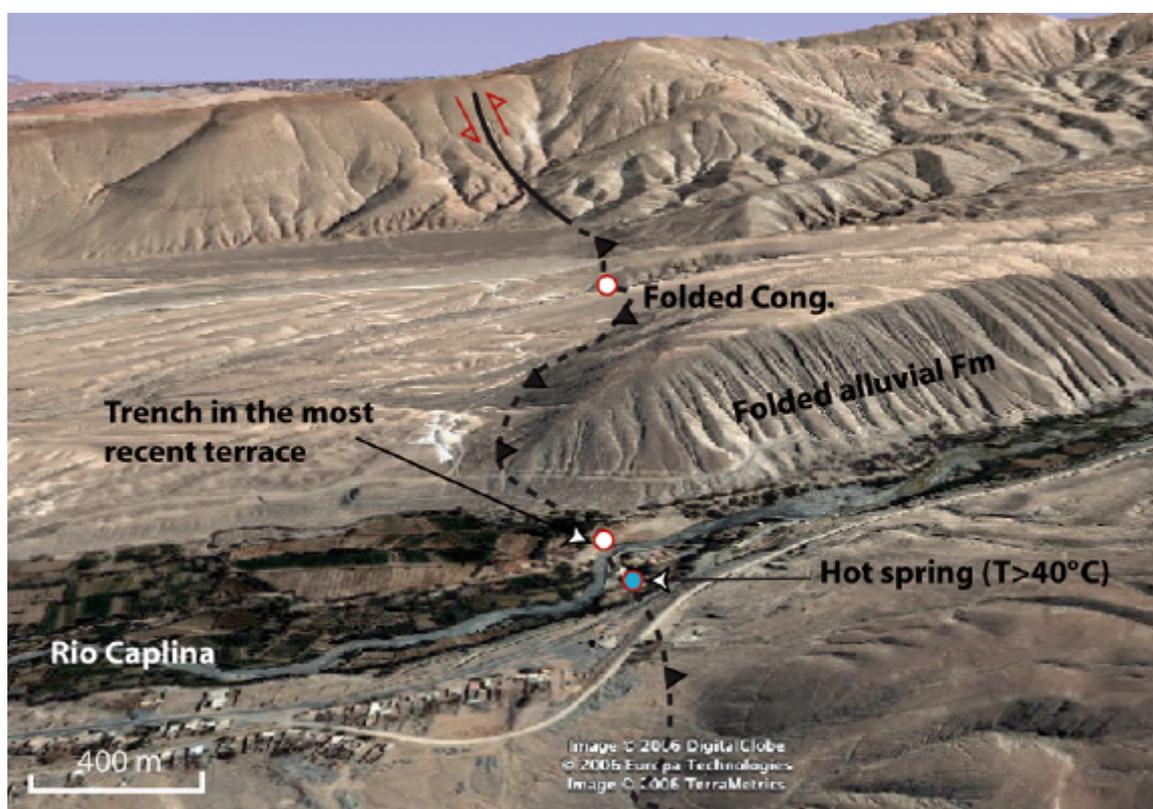


Fig. 11 Imagen de google earth. Se observa falla inversa Sama-Calientes, esta relacionada con la fuente de aguas calientes (punto en azul) y con el afloramiento de la falla inversa en terraza reciente (punto en blanco). Tomada de Audin.

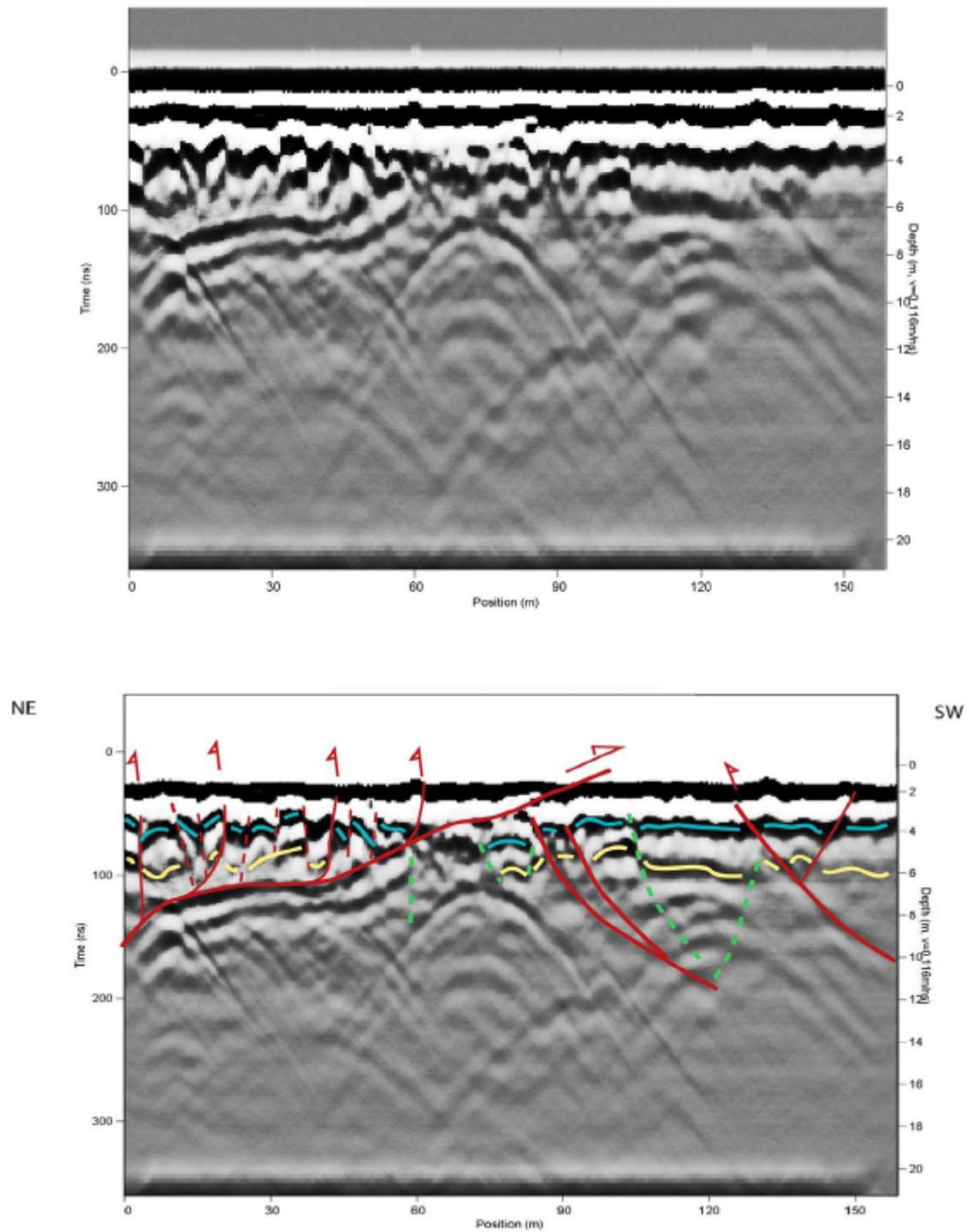


Fig. 12 Interpretación de radargrama de la falla activa Sama Calientes.

CAPÍTULO IV

PLIEGUES CUATERNARIOS

PE-53 PLIEGUES DE HUANCAYO

Los pliegues de Huancayo comprenden anticlinales y sinclinales ubicados mayormente en la margen derecha de la cuenca de Huancayo. Una de las características de la deformación reciente de la zona de Huancayo es que, a excepción de la falla de Huaytapallana, esta deformación se ubica solamente en la parte oeste de la cuenca, es decir mayormente en la margen derecha del río Mantaro. Su segunda característica importante es la predominancia de los pliegues respecto a las fallas, o mejor dicho de la deformación dúctil respecto a la deformación frágil (Cabrera, 1982).

PE-54 SINCLINAL DE SALVACIÓN

Se ubica entre el Pongo de Coñec y Shintuya (Sébrier et al., 1982). El sinclinal de Salvación está conformado por las capas rojas del Cretácico tardío al Paleógeno, y está cubierto por arcillas interestratificadas con arenas y conglomerados. Estas últimas son similares a las de la formación Mazuko descritas por Laubacher et al. (1982) para el Neógeno.

El Sinclinal de Salvación se encuentra cortado por el río Alto Madre de Dios; en él se observa conglomerados fluviales cuaternarios deformados y a lo largo del río se puede observar estriaciones en los cantos (Sébrier et al., 1985). El buzamiento de N20°E para un lado del sinclinal indica que este habría terminado de formarse en el Cuaternario.

PE-55 PLIEGUE DE MAZUKO

Se ubica a 20 km al noreste de la cuenca Quince Mil, se observa a lo largo del río Inambari entre puente Inambari y Santa Rosa,

y está asociado con los pliegues del Subandino (Sébrier et al., 1985).

Un conjunto de cinco a seis terrazas sobreyacen en discontinuidad a la formación Mazuko (Cuaternario); se puede observar que los conglomerados más recientes (Cuaternario superior) se encuentran deformados y afectados aparentemente por una traza de falla inversa de rumbo aproximado N100°E.

Las medidas de estrías tomadas en los clastos de los conglomerados pertenecientes a las terrazas fluviales indican que la última deformación es resultado de un régimen compresional de dirección N-S (Sébrier et al., 1985).

PE-56 FLEXURA DE PISCO

Se observa en la localidad de San Clemente (Puente Huamaní), en el departamento de Ica; tiene rumbo promedio norte-sur y se extiende a lo largo de 10 km con fuertes buzamientos hacia el este. Los terrenos aflorantes están constituidos por sedimentos marinos del Plioceno superior, sobreyacidos en concordancia por conglomerados aluviales del Cuaternario antiguo (Sébrier et al., 1982).

Un sistema de flexuras acompañado de microfallas inversas afecta a los sedimentos finos marinos y continentales del Plioceno superior y Cuaternario inferior respectivamente. El glacis posterior a la formación Cañete trunca las estructuras mencionadas y no muestra evidencias de posteriores deformaciones.

El análisis microtectónico de las pequeñas fallas inversas asociada a esta flexura indica que los esfuerzos responsables de su formación son compresivos y con dirección aproximada N80°E.

PÁGINA EN BLANCO

CAPÍTULO V

NEOTECTÓNICA COSTERA Y AMAZÓNICA: MOVIMIENTOS VERTICALES

COSTA PERUANA

Durante los últimos años, los estudios neotectónicos realizados en la costa peruana (Steinmann, 1929; Sébrier et al., 1982; Ortlieb y Macharé, 1990; Macharé y Ortlieb, 1991; Goy et al., 1992; Macharé y Ortlieb, 1994; Saillard, 2006) presentan segmentos con comportamientos neotectónicos diferentes. Los segmentos norte y sur muestran evidencias de levantamiento durante los últimos miles de años, mientras que el segmento central se mantuvo estable o con ligera subsidencia, considerando a este segmento como una zona anómala.

La velocidad media de levantamiento durante el Cuaternario en el segmento norte alcanzó un valor máximo de $400 \text{ mm}/10^3 \text{ años}$ y un mínimo de $40 \text{ mm}/10^3 \text{ años}$. El segmento sur del Perú reporta la velocidad de levantamiento más alta de América del Sur durante el Cuaternario, expresada en el sector de San Juan de Marcona que alcanza un valor hasta de $700 \text{ mm}/10^3 \text{ años}$ (Macharé y Ortlieb, 1991) (Foto 23).

En la Amazonia, una enorme área depresionada que cubre aproximadamente $25\,000 \text{ km}^2$ en el departamento de Loreto, entre

los ríos Marañón y Ucayali. Se encuentra limitada en su borde oeste por el ramal sur y norte del río Samiría, al este por el arco de Iquitos, al norte por el abanico de Pastaza y al sur por la falla Tapiche (Zapata, 2001). Esta depresión representa un área de subsidencia activa a nivel tectónico (Fig. 13).

El estudio morfológico de la densa red de ríos (Dumont, 1991) se realizó con imágenes Slar y Landsat con control de campo, donde se puede observar el cambio de dirección de los cursos de los ríos; por ejemplo, el Marañón que viene del sur, paralelo a la cadena de los Andes cambia de dirección bruscamente hacia el noreste para entrar a la depresión. Este proceso debe diferenciarse de las continuas migraciones de meandros, las cuales son muy activas. Dumont (1991) calcula una migración hasta de 40 km por año.

En el río Bajo Ucayali se puede observar terrazas fluviales de edades $13\,850 \pm 460 \text{ años}$ y $8\,520 \pm 420 \text{ años}$, estos pueden estar asociados a un último movimiento entre el límite del Pleistoceno-Holoceno (Dumont, 1992).

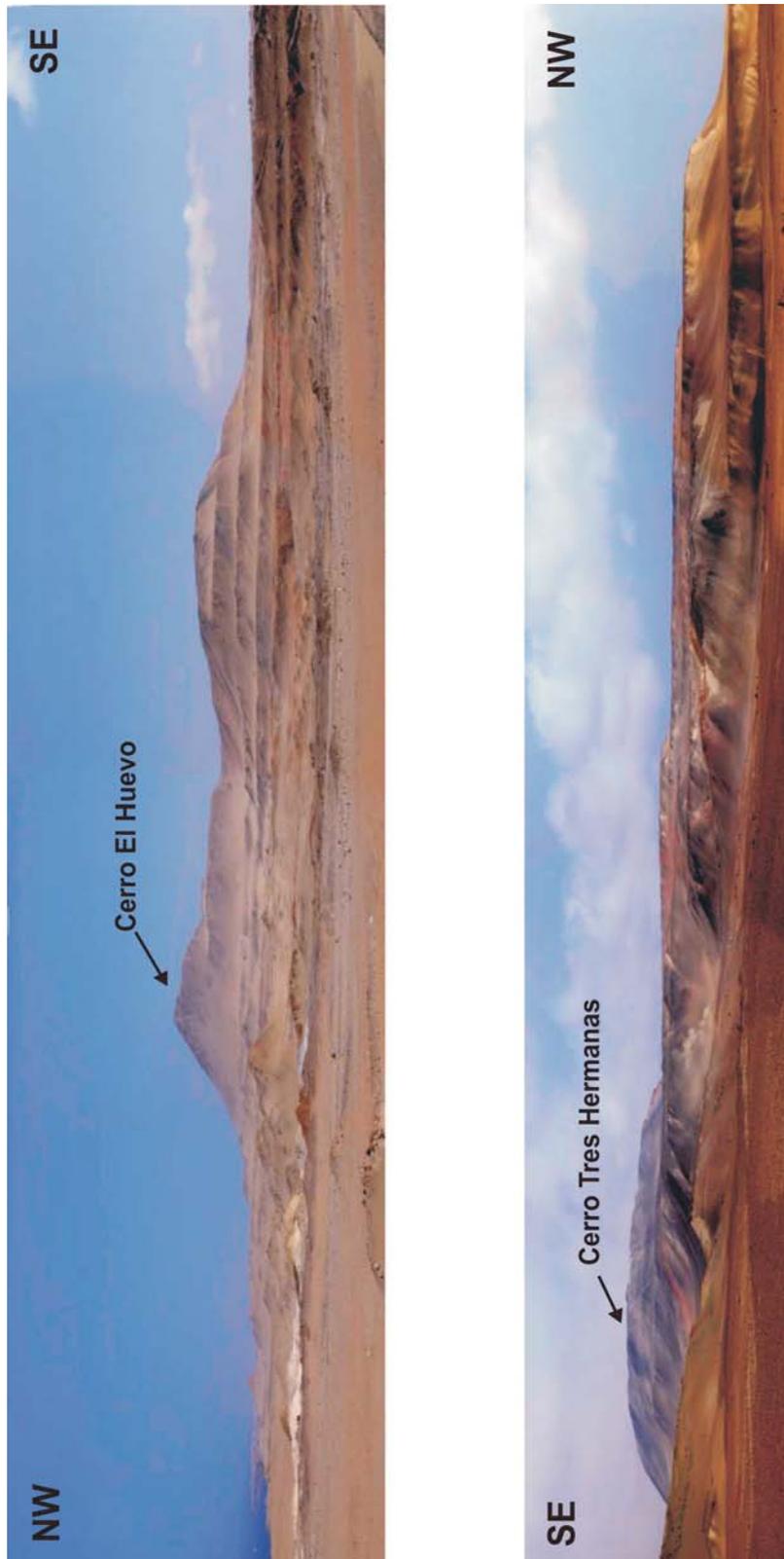


Foto 23 Terrazas en el sector de San Juan de Marcona, cerro el Huevo y cerro Tres Hermanas. Tomada de Saillard, et al., 2006.

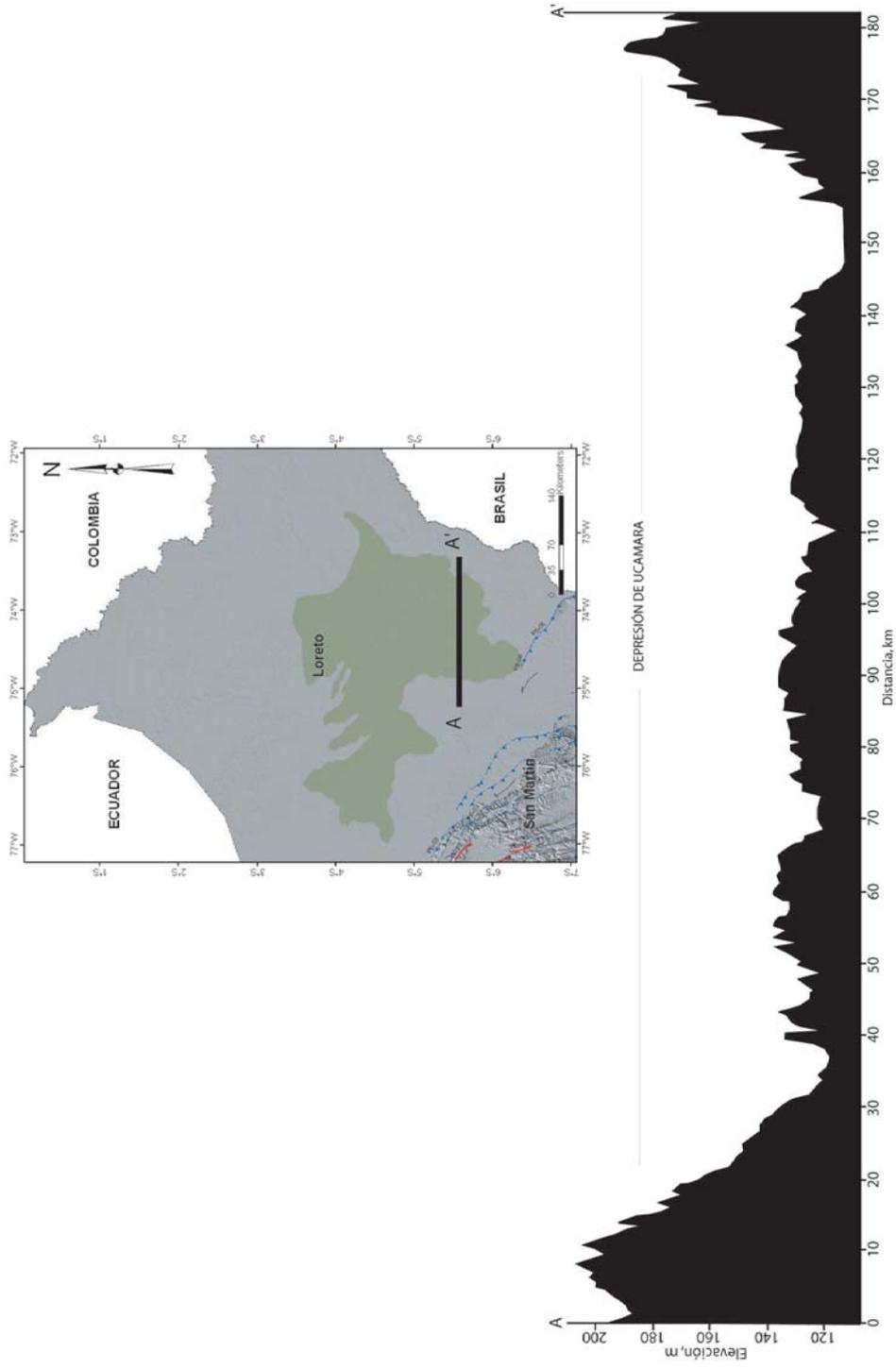


FIGURA 2: Perfil de la depresión de Ucayali.

Fig. 13 Perfil topográfico de la depresión de Ucayali, región de Loreto.

PÁGINA EN BLANCO

BIBLIOGRAFÍA

- ANTAYHUA, Y., et al. (2002) - Localización hipocentral y características de la fuente de los sismos de Maca (1991), Sepina (1992) y Cabanaconde (1998) región del volcán Sabancaya (Arequipa). *Boletín Sociedad Geológica del Perú*, (93): 63-71.
- AUDEBAUD, E. (1973) - Geología de los cuadrángulos de Ocongate y Sicuani. *Servicio de Geología y Minería, Boletín 25*, 72 p
- AUDIN, L.; BENAVENTE, C. & MACHARÉ, J., (en prensa) - Falla Purgatorio. Atlas de estructuras cuaternarias de los Andes. Programa Multinacional Andino-Geociencias para las Comunidades. *Tectonophysics*
- AUDIN, L., et al. (2008) - Upper plate deformation and seismic barrier in front of Nazca subduction zone: The Chololo Fault System and active tectonics along the Coastal Cordillera, southern Peru. *Tectonophysics*, 459(1-4):174-185.
- BELLIER, O. (1989) - *Tectonique en extension et changement d'états de contraintes cenozoïque en domaine intra-continentale: exemples des bassins intra-cordilleraux des hautes Andes (Nord Perou) et du graben de la Wei He (Chine du nord)*. Thèse Docteur, Université Paris-Sud, Centre d'Orsay, 296 p.
- BELLIER, O.; MACHARÉ, J. & SÉBRIER, M. (1989) - Extensión actual del nor-Perú: estudio de la falla activa de Chaquilbamba (norte del departamento de La Libertad - Perú). *Boletín Sociedad Geológica del Perú*, (80): 1-12.
- BENAVENTE, C. (2008) - *Estratigrafía y neotectónica de la zona de piedemonte en el antearco del sur peruano - Tacna*. Tesis Ing. Geólogo, Universidad Nacional San Antonio Abad del Cusco, 146 p.
- BENAVENTE, C. (2008) - Estado de esfuerzo compresivo en el Pleistoceno superior, zona pedemontana el sur del Perú-Tacna (CD-ROM). EN: Congreso Peruano de Geología, 14 & Congreso Latinoamericano de Geología, 13, Lima, 2008. *Resúmenes*. Lima: Sociedad Geológica del Perú, 5 p
- BLANC, J-L.; CABRERA, J. & SÉBRIER, M. (1983) - Estudio microtectónico de la falla sísmica de Huaytapallana (Andes del Perú Central). *Revista Geofísica*, (18-19): 5-23.
- BLANC J-L. (1984) - *Néotectonique et sismotectonique des Andes du Pérou Central dans la région de Huancayo*. Thèse Docteur, Université Paris-Sud, Centre d'Orsay, 162 p.
- BONNOT, D. (1984) - *Néotectonique et tectonique active de la Cordillère Blanche et du Callejón de Huaylas (Andes nord-péruviennes)*. Thèse Docteur, Université Paris-Sud, Centre d'Orsay, 115 p.
- BONNOT, D.; SÉBRIER, M. & MERCIER, J-L. (1988) - Evolution géodynamique plio-quadernaire du bassin intra-cordilleraux du Callejón de Huaylas et de la Cordillère Blanche, Pérou. *Géodynamique*, 3(1-2): 57-83.
- CABRERA, J. (1982) - *Estratigrafía y neotectónica del suroeste de la cuenca de Huancayo*. Tesis Ing. Geólogo, Universidad Nacional San Agustín, Arequipa.
- CABRERA, J. (1988) - *Néotectonique et sismotectonique dans la Cordillère Andine au niveau du changement de géométrie de la subduction: la région de Cusco, Pérou*. Thèse Docteur, Université Paris-Sud, Centre d'Orsay.
- CABRERA, J., SÉBRIER, M. & MERCIER, J-L. (1987) - Active normal faulting in High Plateaus of Central Andes: The Cusco Region (Perú). *Annales Tectonicae*, 1(2): 116-138.
- CAMAC, D. (1993) - *Interpretación de imágenes SLAR en la zona de fallas de Shitari*, informe inédito. Lima: Instituto Geofísico del Perú.
- CARLOTTO, V. & CUENCA, J. (1987) - Aspectos geológicos del sismo del 5 de abril de 1986 en el Cusco. En: Congreso Peruano de Geología, 6, Lima 1987, *Resúmenes*. Lima: Sociedad Geológica del Perú, p. 50.
- DAVID, C., et al. (2004) - Sismicidad cortical y fallas recientes en el sur del Perú. En: Congreso Peruano de Geología, 12,

- Lima, 2004, *Resúmenes extendidos*, Lima: Sociedad Geológica del Perú, p. 290-293.
- DEZA, E. (1971) - The Pariahuanca earthquakes, Huancayo, Perú: July-October 1969, in recent crustal movements. *Royal Society of New Zealand Bulletin*, 9: 77-83
- DOSER, D.I. (1987) - The Ancash, Peru earthquake of 1946 November 10: evidence for low-angle normal faulting in the high Andes of northern Peru. *Geophysical Journal of the Royal Astronomical Society*, 91: 57-71.
- DUMONT, J.-F. (1989) - Neotectónica y dinámica fluvial de la Baja Amazonía peruana. *Boletín Sociedad Geológica del Perú*, (80): 51-64.
- DUMONT, J.-F. & GARCÍA, F. (1990) - Neotectonics of the Andean foredeep basin (Marañón Basin) in northeastern Peru. En: Symposium International «Géodynamique Andine», Grenoble, 1990, *Résumés des communications*. Paris: ORSTOM, p. 107-110.
- DUMONT, J.-F. (1991) - Cambio del curso de los ríos Marañón y Ucayali en la depresión de Ucamara durante el Cuaternario Reciente. En: Congreso Peruano de Geología, 7, Lima 1991, *Resúmenes extendidos*. Lima: Sociedad Geológica del Perú, t. 2, p. 483-487.
- DUMONT, J.-F. (1992) - Rasgos morfoestructurales de la llanura amazónica del Perú: efecto de la neotectónica sobre los cambios fluviales y la delimitación de las provincias morfológicas. *Bull. Inst. Fr. Etudes Andines*, 21(3): 801-833.
- EGÚEZ, A., ALVARADO, A. & YEPEZ, H. (2003) - *Compilación de estructuras cuaternarias en el Ecuador*. Quito: Escuela Politécnica Nacional, Departamento de Geología e Instituto Geofísico.
- FENTON, C.H., WONG, I.G. & BOTT, J.D.J. (1995) - *Seismic and volcanic hazard evaluation, Quebrada Honda Tailing Impoundment-Appendix 5A*, informe inédito. Oakland, CA: Woodward-Clyde Consultants, 51 p. Informe preparado para Southern Peru Copper Corporation.
- GOY, J., et al. (1992) - Quaternary shorelines in southern Perú: a record of global sea-level fluctuations and tectonic uplift in Chala Bay. *Quaternary International*, 15/16: 99-112.
- HEIM, A. (1949) - Observaciones geológicas en la región del terremoto de Ancash de noviembre de 1946. *Boletín Sociedad Geológica del Perú*, Volumen Jubilar, parte II, fasc. 6, p. 1-29.
- HUAMÁN, D. (1985) - *Evolution tectonique cénozoïque et néotectonique du piemont pacifique dans la région d'Arequipa: Andes du Sud Pérou*. Thèse Docteur, Université de Paris-Sud, Centre d'Orsay, 225 p.
- HUAMÁN, D. (1987) - El sismo del Cusco del 5 de abril 1986: aspectos sismotectónicos. En: Congreso Peruano de Geología, 6, Lima 1987, *Resúmenes*. Lima: Sociedad Geológica del Perú, p. 49.
- IMBRIE, J., (1993) - SPECMAP Archive d4., NOAA/NGDC Paleoclimatology Program, Boulder, Colorado.
- LAUBACHER, G. (1977) - *Géologie de la Cordillère Orientale et de l'Altiplano au nord et nord-ouest du lac Titicaca (Pérou)*. Paris: Office de la Recherche Scientifique et Technique Outre Mer, 217 p. Travaux et Documents de l'O.R.S.T.O.M., n. 95
- LEUREYRO, J.; MACHARÉ, J. & SÉBRIER, M. (1991) - Actualización del mapa neotectónico del Perú a escala 1:2'000,000. En: Congreso Peruano de Geología, 7, Lima, 1991, *Resúmenes extendidos*. Lima: Sociedad Geológica del Perú, t. 1, p. 23-28.
- LINDO, R., et al. (1990) - Microsismicidad de la subducción au Perou central. En: Symposium International «Géodynamique Andine», Grenoble, Mai 1990. *Résumés des communications*. Paris: ORSTOM, p. 17.
- MACHARÉ, J. (1980) - *Geología del Cuaternario en la costa del Perú central*. Tesis Ing. Geólogo, Universidad Nacional de Ingeniería, Lima.
- MACHARÉ, J. (1987) - *La marge continentale du Pérou: régimes tectoniques et sédimentaires cénozoïques de l'avant-arc des Andes Centrales*. Thèse Docteur, Université de Paris XI-Orsay, 391 p.
- MACHARÉ, J. & LEUREYRO J. (1991) - *Mapa Neotectónico 1991*. Actualización sobre la base del mapa neotectónico preliminar de 1982. Lima: Instituto Geofísico del Perú.
- MACHARÉ, J. & ORTLIEB, L. (1991) - Comportamiento tectónico de la costa sur del Perú durante el Cuaternario. En: Congreso Peruano de Geología, 7, Lima 1991, *Resúmenes extendidos*. Lima: Sociedad Geológica del Perú, t. 1, p. 35-39.
- MACHARÉ, J. & ORTLIEB, L. (1994) - Morfoestratigrafía de los tablazos del noroeste peruano: neotectónica y fluctuaciones del nivel del mar. En: Congreso Peruano de Geología, 8, Lima, 1994, *Resúmenes extendidos*. Lima: Sociedad Geológica del Perú, p. 238-241.

- MACHARÉ, J.; CAMAC, D. & LEUREYRO, J. (1997) - Nuevos datos sobre las fallas activas de Shitari y Cayesh, en los Andes peruanos. En: Congreso Peruano de Geología, 9, Lima, 1996, *Resúmenes extendidos*. Lima: Sociedad Geológica del Perú, p. 467-470.
- MACHARÉ, J., et al. (2003) - *Database and map of Quaternary faults and folds in Peru and its offshore region*. Reston, VA: U.S. Geological Survey, Open-File Report 2003-451, 54 p.
- MACHARÉ, J., et al. (2004) - Shonita, una nueva falla activa en la Cordillera Occidental del norte del Perú: primeras observaciones. En: Congreso Peruano de Geología, 12, Lima, 2004, *Resúmenes extendidos*, Lima: Sociedad Geológica del Perú, p. 229-232.
- MERING, C., et al. (1996) - New data on the geodynamics of southern Perú from computerized analysis of SPOT and SAR ERS-1 images. *Tectonophysics*, 259(1-3): 153-169
- MONTARIO, M.J. (2001) - *Exhumation of the Cordillera Blanca, Northern Peru, based on apatite fission track analysis*. Thesis, Department of Geology, Union College, Schenectady, New York, 55 p.
- MÖRNER, N. (1990) - Neotectonics and structural geology, general introduction. *Bulletin International Quaternary Association Neotectonic Commission*, 13.87.
- MUIR WOOD, R. & MALLARD, D.L. (1992) - When is a fault extinct? *Journal of the Geological Society*, 149(2): 251-254.
- NOLLER, J.S. (1993) - *Late Cenozoic stratigraphy and soil geomorphology of the Peruvian desert 3°-18° S.: a long-term record of hyperaridity and El Niño*. Ph.D. Thesis, University of Colorado, Boulder, CO, 279 p.
- OBRUCHEV, VA. (1948) - Osnovnyje certy kinetiki i plastiki neotektoniki. *Izvestiya Akademii Nauk uzssr Sertiya. Geologicheskaya*, 5: 13-24.
- ORTLIEB, L. & MACHARÉ, J. (1990) - Quaternary marine terraces on the Peruvian coast and recent vertical motions. En: Symposium International «Géodynamique Andine», Grenoble, 1990, *Résumés des communications*. Paris: ORSTOM, p. 95-98.
- PHILIP, H. & MÉGARD, F. (1977) - Structural analysis of the superficial deformation of the 1969 Pariahuanca earthquakes (Central Perú). *Tectonophysics*, 38(3-4): 259-278
- SAILLARD, M., et al. (2006) - Uplift of the Bolivian orocline coastal areas based on geomorphologic evolution of marine terraces and abrasion surfaces: preliminary results. En: Congreso Peruano de Geología, 13, Lima, 2006, *Resúmenes extendidos*. Lima: Sociedad Geológica del Perú, p. 308-311.
- SANTOS, I., et al. (1997) - La falla cuaternaria de Uco: evidencias de tectónica Cuaternaria en el lado oriental del departamento de Ancash, Perú. En: Congreso Peruano de Geología, 9, Lima, 1996, *Resúmenes extendidos*. Lima: Sociedad Geológica del Perú, p. 493-497.
- SCHWARTZ, D.P. (1988) - Paleoseismicity and neotectonics of the Cordillera Blanca fault zone, northern Peruvian Andes. *Journal of Geophysical Research*, 93(B5): 4712-4730.
- SÉBRIER, M., et al. (1985) - Observaciones acerca de la neotectónica del Perú. En: Centro Regional de Sismología para América del Sur, *Proyecto SISRA*, Lima: CERESIS, vol 14, p. 254-269.
- SÉBRIER, M., et al. (1985) - Quaternary normal and reverse faulting and state of stress in the Central Andes of South Perú. *Tectonics*, 4(7): 739-780.
- SÉBRIER, M., et al. (1988) - Tectonics and uplift in Central Andes (Peru, Bolivia and northern Chile) from Eocene to present. *Géodynamique*, 3(1-2): 85-106.
- SILGADO, E. (1951) - The Ancash Earthquake of November 10, 1946. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 41(2): 83-99.
- SILGADO, E. (1978) - Historia de los sismos más notables ocurridos en el Perú (1513-1974). *Instituto de Geología y Minería, Boletín, Serie C: Geodinámica e Ing. Geológica*, 3, 130 p.
- SLEMMONS, D.B. (1991) - Introduction. En: Slemmons, D.B., et al., eds. *Neotectonics of North America*. Boulder, CO: Geological Society of America, Decade Map, vol. 1, p. 1-20.
- STAUDER, W. (1975) - Subduction of the Nazca Plate under Peru as evidenced by focal mechanisms by seismicity. *Journal of Geophysical Research*, 80(8): 1053-1064.
- STEINMANN, G. (1929) - Result of the geotectonic movements on the west coast of South America with prospects of future researches. En: Pacific Science Congress, 4, Java, Indonesia 1929, *Proceedings*. Bandung.

- STEWART, I.S. & HANCOCK, P.L. (1991) - Scales of structural heterogeneity within neotectonic normal fault zones in the Aegean region. *Journal of Structural Geology*, 13(2): 191-204.
- SUÁREZ, G.; MOLNAR, P. & BURCHFIEL, B.C. (1983) - Seismicity, fault plane solutions, depth of faulting, and active tectonics of the Andes of Perú, Ecuador, and Southern Colombia. *Journal of Geophysical Research*, 88: 10403-10428.
- TAVERA, H., et al. (1991) - Análisis de los procesos de ruptura de los sismos ocurridos en 1990 y 1991 en el valle de Alto Mayo (Moyobamba-Perú). *Boletín Sociedad Geológica del Perú*, (91): 55-68.
- VILCAPOMA, L. & TAVERA, H. (2000) - La falla de Huaytapallana (Huancayo) y los terremotos de julio y octubre de 1969. En: Congreso Peruano de Geología, 10, Lima 2000, *Resúmenes*. Lima: Sociedad Geológica del Perú, p. 180.
- WALLACE, R.E., ed. (1986) - *Active tectonics: studies in geophysics*. Washington, D.C.: National Academy Press, 266 p.
- ZAPATA, A. (2001) - *Evolución del abanico del Pastaza y su relación con los depósitos Ucamara*. Tesis Geólogo, Universidad Nacional de San Agustín, Arequipa.

GLOSARIO DE TERMINOS AFINES A LA NEOTECTÓNICA Y PALEOSISMOLOGÍA

INTRODUCCIÓN

La neotectónica y la paleosismología son subdisciplinas novedosas de las geociencias con una aplicación importante en los estudios de evaluación de las amenazas sísmicas. En estas subdisciplinas convergen muchos elementos y métodos que se conocen de otras ramas de las geociencias, como la tectónica, la geología estructural, la geomorfología, la geocronología, la geodesia, la sismología, la geología del Cuaternario y la arqueología. Así, el practicante de la neotectónica debe tener un amplio conocimiento y entendimiento de estos elementos y métodos, ya que los estudios para la evaluación de la amenaza sísmica son un esfuerzo multidisciplinario e interdisciplinario que requiere un entendimiento que supera los límites de la propia ciencia. En este contexto, resulta de suma importancia que los estudiosos del tema empleen el mismo vocabulario.

La rápida evolución de las nuevas subdisciplinas está acompañada por el desarrollo de un vocabulario y una terminología específicos que, en gran parte, son muy descriptivas y abarcan nuevos conceptos y fenómenos relacionados a las diversas ramas de las geociencias ya mencionadas. Esta situación lleva consigo el peligro de crear una confusión babilónica no solo entre los profesionales de diferentes disciplinas, sino también entre los de una misma disciplina. Esta situación ilustra la necesidad de disponer de definiciones formales de gran cantidad de términos sin los cuales para tener consenso sobre su significado y uso correcto. De esta manera se evitarán confusiones innecesarias.

La evolución de las ciencias naturales se registra en un flujo incesante de publicaciones a nivel internacional en revistas especializadas, libros de texto, etc. La gran mayoría de estas publicaciones se realizan en inglés pues se originan en el mundo anglosajón. Es muy ilustrativo que la principal revista de geología latinoamericana se llame *Journal of South American Earth Sciences*, que publica sus artículos en inglés y pertenece a una casa editorial multinacional con sede en el mundo anglosajón.

En términos generales, el acceso a la literatura anglosajona en América Latina es limitado y esto hace evidente que la principal fuente de referencia en el continente sigue siendo la literatura en castellano. Al mismo tiempo se reconoce que en Sudamérica el

número de practicantes de la neotectónica y la paleosismología es bajo y el nivel es predominantemente de novatos, con excepción de Venezuela y Argentina. Es evidente que para cumplir seriamente con las tareas de adelantar estudios de la amenaza sísmica hay que aumentar drásticamente el número de especialistas en este campo e incrementar el nivel de conocimiento de los que ya están involucrados en el tema.

La elaboración de un glosario de términos afines a la neotectónica y la paleosismología, junto con la publicación de un atlas de ejemplos de deformaciones cuaternarias en los países andinos y la elaboración de una base de datos de fallas activas en un formato intercambiable en geosemántica, son esfuerzos que pretenden contribuir a levantar el nivel, estimular el interés y promover la colaboración y el fortalecimiento profesional de los practicantes en estos temas. También es una contribución importante a la comunidad interdisciplinaria encargada de evaluar la amenaza sísmica y de mitigar los riesgos y sus consecuencias en los países andinos más vulnerables a los estragos de los grandes terremotos.

Al elaborar el glosario de términos afines a la neotectónica y paleosismología para la comunidad latinoamericana no se ha podido soslayar la práctica de los científicos de la región de tomar prestada la terminología del mundo anglosajón, combinada con las traducciones que reflejan más fielmente el sentido original de los términos y conceptos. Es innegable la flexibilidad del idioma inglés en la terminología de la ciencia y tecnología, y es difícil emularla en castellano. La traducción de términos como *offlap* y *onlap* difícilmente alcanza la misma brevedad y concisión cuando se habla de «solapamiento retractivo» y «solapamiento expansivo». Además, dentro del continente mismo, el vocabulario y uso de términos varían de un país al otro. Por estas razones se ha considerado importante indicar en este glosario los raíces anglosajones de los términos y se presenta en cada caso el vocablo inglés junto con su correspondiente en castellano. Así se aprovechará mejor la consulta de la literatura anglosajona.

El objetivo primordial de un glosario es proveer definiciones de términos. Sin embargo, en este caso tiene valor agregado pues se ofrece no solo una o más definiciones de cada término, sino que se ha tratado de profundizar en el tema presentando más información de fondo, del origen de los vocablos, comentar sobre las

ambigüedades en la definición y el uso, su relevancia e implicaciones, posibles aplicaciones y el uso, mal uso y uso erróneo, entre otros. Es la información que se suele encontrar en los libros de texto. De esta manera este glosario tendrá mayor utilidad y cumplirá de mejor manera el objetivo de ser un documento de referencia y consulta no solo para los geólogos sino para todos los profesionales involucrados en los estudios relacionados con la evaluación de la amenaza o el riesgo sísmico. Al mismo tiempo, esta compilación de términos sirve para estandarizar el uso y la práctica del lenguaje y vocabulario a nivel de los servicios geológicos de los países andinos participantes del proyecto PMA-Grupo de trabajo en Neotectónica.

Las fuentes de información usadas en la compilación de este documento son muy diversas y muy amplias. Para aumentar el impacto y la efectividad del glosario como documento de referencia, incluimos estas referencias bibliográficas completas.

Este glosario no pretende ser completo o definitivo. Los temas de nuestro interés están en constante evolución y casi cada día se agregan nuevos conceptos, teorías y términos que hacen necesaria una repetida actualización de este documento. Con los medios modernos de almacenamiento de información, de rápida comunicación y de internet, es posible la actualización casi continua.

Abreviaturas empleadas en el glosario

Sin.: Sinónimo
 Ar.: Argentina
 Ch.: Chile
 Co.: Colombia
 Pe.: Perú
 Ve.: Venezuela

ABANICO ALUVIAL (*Alluvial fan*). Es un depósito aluvial en forma de cono, relativamente chato a suavemente inclinado, que tiene un perfil longitudinal ligeramente cóncavo y un perfil transversal convexo, con curvas de nivel que son convexas hacia el exterior (la parte distal). Tiene su ápice en el punto más alto donde el río que aporta el material del depósito emerge de un valle estrecho en un frente montañoso. El depósito es el resultado de procesos fluviales torrenciales y de flujos detríticos.

Ocurren principalmente en ambientes áridos o semiáridos, pero también en ambientes diferentes. Varios abanicos pueden coalescer para formar una planicie piedemontana conocida como **bajada**. La presencia combinada de **abanicos aluviales**, **valles en copa de vino** y **facetas triangulares** sobre espolones truncados, en un ambiente de **frente montañoso**, es indicativo pero no diagnóstico del control del frente por una falla activa.

Cuando la actividad de la falla disminuye, al igual que el levantamiento de la montaña, el río comienza entallarse en el ápice del abanico (*fan-head erosion*).

ACELERACIÓN (véase *Ground acceleration*). La sacudida del terreno cuando llega la onda sísmica puede ser cuantificada de diferentes maneras: 1) Por observación de cuánto se mueve el terreno en dos direcciones (desplazamiento); 2) Por registrar la velocidad del movimiento del terreno; 3) Por registrar la tasa de cambio de la velocidad del movimiento (la **aceleración**). El registro instrumental del movimiento fuerte ha sido registrado siempre en términos de una fracción de la aceleración gravitacional (Hough, 2002). Es una magnitud vectorial con dimensiones de longitud/tiempo². En relación con los sismos, es la medida que cuantifica el movimiento de la tierra en una localidad geográfica específica (<http://www.es.wikipedia.org>). La aceleración está relacionada con la fuerza y se deja medir fiablemente.

Los instrumentos que miden el movimiento fuerte son sismógrafos de diseño especial para medir la aceleración (acelerógrafos) en un amplio rango de frecuencias (Reiter, 1990).

La fuerza lateral que una construcción debe resistir es el **coeficiente de cizalla base** (*base shear coefficient*), que está relacionado al porcentaje de la aceleración gravitacional de la tierra que la construcción recibirá durante una fuerte sacudida. La aceleración gravitacional de la tierra (**g**) es igual a 980 cm/seg², que se define como **1,0 g**. La medida común de todas estas fuerzas operando sobre una construcción es la **aceleración pico** (*peak ground acceleration*), es decir el valor máximo de la aceleración del **movimiento fuerte**. Otro aspecto crítico de un movimiento fuerte es su **duración**, o más bien el tiempo que cierto nivel de aceleración excede un valor base. El último aspecto de importancia es la **resonancia**, que es la coincidencia de la frecuencia de las sacudidas con la frecuencia natural de la construcción (Kovach, 1995).

ACELERACIÓN PICO (*Peak ground acceleration*). La medida más común para cuantificar los movimientos fuertes a los que las estructuras están sujetas es la **aceleración pico**, que es la aceleración máxima registrada instrumentalmente (según Hough, 2002).

AMBIENTES TECTÓNICOS (*Tectonic environments*). Ubicación de una región en relación con el límite de una placa tectónica y en particular a lo largo de un límite de placa tectónica que está o ha estado en actividad (<<http://www.glossary.oilfield.slb.com>>).

Hay tres diferentes tipos de contacto entre las placas litosféricas, caracterizados por el movimiento relativo de una placa a otra. Así se conocen contactos divergentes, convergentes y transformantes. Esta misma clasificación se aplica a la deformación tectónica,

reconociendo tres ambientes: ambiente de **extensión**, ambiente de **compresión** y ambiente de **transcurrencia**. Estos ambientes no se restringen a las zonas de interacción de las placas, también se manifiestan en un gran rango de escalas.

AMENAZA SÍSMICA (*Seismic hazard*). 1) Probabilidad de ocurrencia de uno o más sismos, de magnitud determinada, en un área geográfica específica y durante un intervalo de tiempo definido.

2) Cuantificación de las acciones sísmicas o de los fenómenos físicos asociados con un sismo que puede producir efectos adversos al hombre y sus actividades. Se trata de una cuantificación de la posibilidad de ocurrencia de futuros eventos sísmicos y las acciones sísmicas asociadas. Se expresa en términos de probabilidad de excedencia de determinado valor, por ejemplo, la magnitud, intensidad o aceleración, en un número de años dado (<<http://www.masterieg.uc.cl/docs/GlosarioIS.pdf>>).

AMPLIFICACIÓN DE ONDAS SÍSMICAS (*Seismic wave amplification*). Cuando las ondas sísmicas pasan de rocas rígidas en profundidad a un ambiente superficial en una cuenca rellenada con depósitos aluviales, reducen su velocidad y aumentan su amplitud, es decir el sacudido se amplifica en ciertas longitudes de ondas preferenciales. También ocurren efectos de resonancia que tienen el mismo efecto. La amplificación también puede ser causada por las características topográficas del sitio que pueden generar efectos de enfoque y de interferencia, y ambos resultan en una amplificación de la sacudida. Todos estos fenómenos son denominados **efectos de sitio** (*site-effects*). Muchos desastres de terremotos han sido el resultado de la amplificación de las ondas sísmicas en depresiones o cuencas rellenas con sedimentos aluviales blandos. Varias de las ciudades severamente afectadas por terremotos están ubicadas en estos lugares (p. e. Ciudad de México, Bogotá, Caracas) (Bolt, 1993; Brumbaugh, 1999; Hough, 2002).

ANÁLISIS CINEMÁTICO (*Kinematic analysis*). 1) Es el análisis de un patrón de movimientos basado en el desplazamiento sin hacer referencias a fuerzas y esfuerzos (Biddle y Christie-Blick, 1985).

2) La reconstrucción de movimientos que ocurren durante la formación y deformación de rocas. Estudia la trayectoria de una roca desde su estado inicial no deformado hasta el estado actual deformado (Davis, 1984).

ANÁLISIS DINÁMICO (*Dynamic analysis*). Interpretación de la relación entre los esfuerzos y las deformaciones y las fuerzas causantes. Intenta definir las fuerzas responsables de los procesos de deformación (según Davis, 1984; Nicolas, 1984).

ANÁLISIS NEWMARK (*Newmark analysis*). Una técnica numérica que modela un potencial deslizamiento como el movimiento de un bloque rígido que descansa sobre una pendiente de fricción, por medio de prescribir la aplicación de las fuerzas dinámicas que operan sobre el bloque, basándose en registros de sacudidas de la tierra, con el objetivo de calcular el desplazamiento anticipado del bloque bajo la acción de un movimiento sísmico (Figueras et al., 2004).

ACTUALISMO O ANÁLOGO MODERNO (*Modern analog*). El estudio de **análogos modernos** se conoce también como «actualismo» de rasgos paleosísmicos y es una piedra angular de la **paleosismología**. Casi todos los indicadores geomórficos y estratigráficos que se usan para identificar paleosismos en el registro geológico, han sido observados durante sismos morfogenéticos recientes o históricos. El conocimiento de los fenómenos terrenales producidos durante estos sismos mediante observación de campo directa después de su ocurrencia, sirve como un banco de datos de referencia para la interpretación de paleosismos en trincheras o afloramientos. Estos datos de observación sirven como **análogos modernos** (McCalpin, 1996). Es un ejemplo de la aplicación del principio del **actualismo** o **uniformitarianismo**, que dice de manera muy reducida: «el presente es clave para entender el pasado».

ANTECEDENCIA (*Antecedence*), véase también **DRENAJE ANTECEDENTE**. Se refiere a un río o sistema de drenaje que mantiene la trayectoria de su cauce original a pesar de deformación o levantamiento tectónico subsiguiente, ya que su tasa de incisión es por lo menos igual a la tasa de deformación y/o levantamiento (Bates y Jackson, 1980).

ANTICLINAL DE RAMPA (*Ramp anticline*), véase **PLIEGUE DE ARQUEAMIENTO DE FALLA**

ANTICLINAL ROLL-OVER (*Roll-over anticline*). El deslizamiento de las fallas normales lístricas ocasiona una deformación del bloque colgante a causa de su geometría curva que produce un vacío entre el bloque colgante y el bloque yacente que se llena por la deformación (doblamiento) del techo. Este último adquiere una geometría particular llamada **anticlinal roll-over**. La dirección de curvatura de este anticlinal es opuesta a la de un pliegue de arrastre (Mercier y Vergely, 2001; Twiss y Moores, 1992).

ANTITÉTICO (*Antithetic*), véase también **FALLA ANTITÉTICA**. Perteneciente a fallas normales menores que se orientan opuestas a la falla principal a la que están asociadas (Yeats et al., 1997).

ARQUEOSISMOLOGÍA (*Archaeoseismology*). 1) El campo de la arqueosismología es el estudio de antiguos terremotos basado

en sus efectos sobre construcciones humanas halladas en el registro arqueológico (Niemi, 2003).

2) Es el estudio de terremotos históricos o prehistóricos basado en sus efectos sobre objetos hechos por el hombre, usualmente construcciones o monumentos (Karcz y Kafri, 1978). La arqueosismología cubre el campo de traslape entre la sismicidad histórica y la paleosismología y completa los datos de sismicidad histórica (Stiros, 1996).

ASÍSMICO (*Aseismic*), véase también **DESLIZAMIENTO ASÍSMICO, REPTACIÓN, REPTEO** o **CREEP ASÍSMICO**. No asociado a un terremoto, como en el desplazamiento asísmico. También se utiliza para indicar un área sin registro de terremotos: una zona asísmica o no sísmica (<<http://www.msnuclous.org/membership/html/jh/earth/dictionary/platedict.html>>).

ASPEREZA (*Asperity*). Irregularidad en el plano de falla que retarda su desplazamiento. Región de esfuerzo de cizalla relativamente alto sobre el plano de falla (Yeats et al., 1997). Son los lugares sobre el plano de falla donde esta se encuentra cerrada (**locked**) y donde debe acumularse más esfuerzo para romper.

ATENUACIÓN (*Attenuation*). Es la reducción en amplitud que sufre una onda sísmica con el paso de tiempo y la distancia que atraviesa (Yeats et al., 1997).

La intensidad de vibración o sacudimiento está determinada por la magnitud de la energía liberada en la fuente sísmica, la distancia hasta el hipocentro y el material, y la topografía en el lugar de registro. Durante su trayectoria, parte de la energía de las ondas sísmicas es absorbida por los materiales que atraviesan (Brumbaugh, 1999; Hough, 2002).

BAJO ÁNGULO SOLAR (*Low sun angle*). Se refiere a la fotografía (comúnmente aérea) tomada en periodos de bajo ángulo de iluminación solar, con el fin de destacar los rasgos topográficos más sutiles por efectos de iluminación o sombra (<http://www.ccrs.nrcan.gc.ca/glossary/index_e.php?id=1838>). Este efecto es conocido entre los neotectonistas como **la hora neotectónica**.

BASCULAMIENTO (*Tilting*). Capas o superficies de depositación o erosión que se inclinan con respecto a su posición original horizontal o subhorizontal, debido a procesos de levantamiento diferencial o rotación.

BERMA o **BERMA DE FALLA**. Sin.: **DESCANSO** (*Fault bench*). Superficie alargada y estrecha con tope plano que resulta de la preservación de una superficie preexistente entre trazas subparalelas de una falla o zona de fallas. Comúnmente se presenta en forma de terraza en el flanco de un cerro.

BLOQUE LEVANTADO, BLOQUE ALZADO o **BLOQUE COLGANTE** (*Co*) (*Hangingwall*). La ladera por encima del plano de una falla inclinada (Yeats et al., 1997).

BLOQUE FALLADO (*Fault block*). Macizo rocoso limitado al menos en dos lados por planos de falla. El bloque puede haber sido levantado o deprimido en relación a los bloques adyacentes (Allaby y Allaby, 1990).



Figura 1 Bloque fallado (tomada de <<http://earthquake.usgs.gov/images/faq/3faults.gif>>).

BLOQUE DEPRIMIDO o **BLOQUE YACIENTE** (*Co*) (*Footwall*). Sin.: **BLOQUE HUNDIDO**. La ladera por debajo del plano de una falla inclinada (Yeats et al., 1997).

BUZAMIENTO (*Dip*). Inclinación o basculamiento de una superficie planar. La inclinación de un plano es medida como el ángulo desde la horizontal hasta el plano, medido en el plano vertical perpendicular a la línea horizontal sobre el plano (Kearey, 1993). Es también el ángulo vertical máximo entre un plano inclinado y un plano horizontal (Yeats et al., 1997), o el ángulo de inclinación de una formación planar medido desde una referencia horizontal. La inclinación verdadera se mide siempre en un plano vertical perpendicular a la dirección del plano de la estratificación. El ángulo de inclinación medido en cualquier plano que no sea perpendicular a tal dirección es un buzamiento aparente, y será siempre menor que el buzamiento verdadero (<<http://www.fcaglp.unlp.edu.ar/~nicolas/geoglos/letraf.shtml>>).

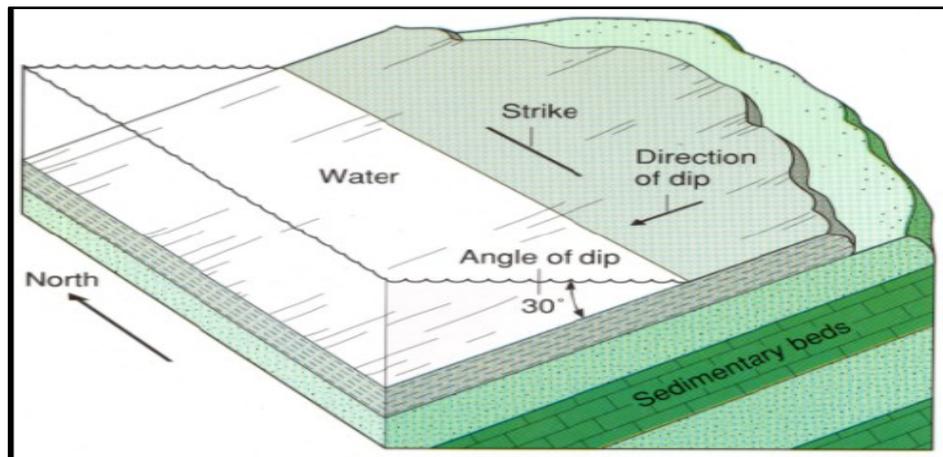


Fig. 2 Buzamiento (tomada de <<http://www.arc.losrios.edu/~borougt/StrikeAndDip.jpg>>).

BRECHA DE FALLA (*Fault breccia*). Roca fragmentada y triturada producida por la fricción entre los dos lados de una falla cuando se mueve (Allaby y Allaby, 1990).

CARA LIBRE (*Free face*). Sin.: **CARA DE ESCARPA / FAZ LIBRE**. Superficie de una escarpe de falla expuesta que puede ser el plano de falla o una superficie de erosión (Yeats et al., 1997). Afloramiento en una vertiente o escarpe que expone una superficie de roca vertical o de fuerte inclinación desde la cual el material meteorizado cae en forma de talud hacia la base (<<http://www.answers.com/free%20face>>).

CABALGAMIENTO (*Thrust or Thrust fault*). Falla inversa de bajo ángulo (comúnmente menor de 45°), con un componente significativo de desplazamiento de inclinación (*dip-slip*) en la cual el bloque colgante se sobrepone al yaciente (Allaby y Allaby, 1990).

CABECEO (*Plunge*). Inclinación del eje de un pliegue u otra estructura lineal, medido con respecto a una línea horizontal en el plano vertical (Yeats et al., 1997). Es el ángulo entre el plano horizontal y una estructura lineal, medido en el plano vertical (Twiss y Moores, 1992).

CABECEO (*Pitch or rake*). El ángulo entre la horizontal y cualquier línea sobre un plano inclinado. Tiene especial relevancia para la medición de las estrías de falla sobre un plano de falla que se necesita para establecer campos de esfuerzo de las fallas activas dentro del régimen sismotectónico de una región.

CAÍDA DE ESFUERZO (*Stress drop*). La reducción abrupta del esfuerzo a través de un plano de falla en el momento de ruptura (Yeats et al., 1997).

La caída de esfuerzo estática (*static stress-drop*) es la diferencia entre el nivel de esfuerzo antes de un sismo y el mismo después del evento. Para describir un terremoto en términos de magnitud

(tamaño) y carácter, los sismólogos usan dos elementos: el **momento sísmico** y la **caída de esfuerzo**. Un área de ruptura de ciertas dimensiones dadas no siempre produce terremotos de una misma magnitud. Puede ocurrir que produce un terremoto de magnitud mayor a la que se podría esperar con base en el área de ruptura o la longitud del segmento sísmico. Son estos los terremotos que los sismólogos designan como eventos de **fuerte caída de esfuerzo** (*high stress-drop events*). La variación en la caída de esfuerzo resultará en variabilidad en el movimiento fuerte. Así, el movimiento fuerte generado por un terremoto de fuerte caída de esfuerzo puede ser mayor a lo asociado a un evento de similar magnitud, que a su vez tendrá graves consecuencias para las construcciones sujetas a sacudidos. Al parecer los terremotos en la corteza rígida característica de regiones intraplaca, pueden ser asociados con valores más altos de caída de esfuerzo que los terremotos interplaca, y esto se traduce en movimientos fuertes mayores y con frecuencias más dañinas para las construcciones (Hough, 2002).

CICLO SÍSMICO o **CICLO DE TERREMOTOS** (*Earthquake cycle or Seismic deformation cycle*). 1) Para una falla en particular, un segmento de falla o una región, es el periodo de tiempo que involucra el lapso de acumulación del esfuerzo y de la relajación sísmica posterior (Yeats et al., 1997).

2) El patrón repetitivo de deformación cosísmica, la deformación postsísmica, el intervalo intersísmico y el movimiento presísmico hasta el sismo subsiguiente (Keller y Pinter, 1996).

CINTURÓN DE PLIEGUES y **CABALGAMIENTOS DE ANTEPAÍS** (*Foreland fold and thrust belt*). La zona de deformación en el flanco de un cinturón o cordillera orogénica a un lado y la margen de la **cuenca del antepaís** (*foreland basin*) al otro. Está caracterizado por la presencia de trenes de pliegues y cabalgamientos más o menos paralelos que se extienden por

centenares de kilómetros. En perfil transversal el paquete de sedimentos plegados sobreyace a un basamento a lo largo de una **superficie de despegue** (*décollement o sole thrust*) y la deformación está restringida a la zona por encima del plano de despegue que corta hacia arriba por la sección formando una cuña plana que va adelgazándose hacia la cuenca. Encima del plano de despegue se encuentra otros planos de cabalgamiento que tienen su origen en ramas del mismo y todos tienden a cortar hacia arriba por la sección estratigráfica en la dirección del antepaís, siempre adoptando una geometría de **planos y rampas** (*flats and ramps*). La deformación es progradante y migra en la dirección del antepaís, terminándose allí como cabalgamiento emergente o ciego (Twiss y Moores, 1992; Moores y Twiss, 1995).

Los cinturones de pliegues y cabalgamientos constituyen un estilo tectónico designado como **tectónica de piel fina** (*thin-skinned tectonics*), término bastante descriptivo que alude al carácter relativamente epidérmico de muchos mantos de cabalgamiento, pero que también se usa para referirse al despegue y la traslación de la corteza continental superior en relación con la inferior (Anguita y Moreno, 1991).

CIZALLA PURA o APLANAMIENTO HOMOGÉNEO (*Pure shear*). Deformación planar y en volumen constante, en la cual el eje de esfuerzo principal no está rotado por la deformación (Twiss y Moores, 1992). Si en dos dimensiones la deformación es homogénea y el área se mantiene constante, el aplanamiento homogéneo se llama **cizalla pura** (Twiss y Moores, 1992).

CIZALLA SIMPLE (*Simple shear*). Deformación a volumen constante en dos dimensiones (área constante en sección), que recuerda al deslizamiento de cartas en un mazo. Si la deformación es homogénea, la forma rectangular del mazo de cartas asume la forma de paralelograma y cuando la deformación es inhomogénea la forma rectangular del mazo se curva. Si una capa de roca es paralela a los planos de cizalla, es cizallada pero no rotada por la deformación, y su longitud y espesor permanecen sin cambios. Capas que están cortadas por los planos de cizalla son rotadas y pueden ser acortadas y engrosadas, dependiendo de su orientación inicial (Twiss y Moores, 1992). El mecanismo de la deformación de fallas de rumbo (*strike-slip faults*) es rotacional y corresponde al modelo de cizalla simple.

COLA DE CABALLO (*Horse tail*). Las fallas de rumbo pueden terminar en una zona de deformación extensional o contractiva donde el movimiento de rumbo gradualmente se reduce a cero. La extensión se acomoda en una serie de fallas normales imbricadas y la contracción en una serie imbricada de fallas de cabalgamiento y pliegues. La falla puede dividirse también en una serie de ramas [**cola de caballo** (*horsetail splay*)] que tienen curvaturas hacia el bloque retrocedente (*receding fault block*). De esta manera la

deformación de la falla principal se distribuye por un volumen más grande de la corteza y se logra una amortiguación completa del movimiento de la falla (Twiss y Moores, 1992).

CONO DE DEYECCIÓN, CONO DE ESCOMBROS o CONO DE TALUD (*Debris cone*). Es un depósito aluvial depositado por un drenaje en la salida de un valle tallado en un escarpe o acantilado. Tiene forma semicónica, con el ápice apuntando hacia un *talweg* sencillo y su ángulo de reposo alto puede alcanzar 35° o más. El depósito es resultado de eventos torrenciales o flujos de escombros (*debris flows*) periódicos y a veces catastróficos. El término **cono aluvial** (*alluvial cone*) está generalmente reservado para abanicos aluviales pequeños con ángulo de depositación más fuerte y en el orden de 20° o más. El término **cono de talud** (*talus cone*) refiere más bien a un cono con ángulo de reposo muy alto depositado al pie de un talud y es el resultado de la acumulación de escombros por gravedad y/o flujos de escombros (Aubouin et al., 1980; Selby, 1985).

CONTAGIO (*Contagion*). Es el proceso en el cual un sismo de mayor magnitud influencia la ocurrencia de otro sismo en una falla adyacente. La causa será la transmisión de cambios de esfuerzos postsísmicos de un bloque cortical a otro. En un sistema de fallas segmentadas puede producir una agrupación (enjambre) de sismos en tiempo y espacio (*temporal and spatial clustering*) (McCalpin, 1996).

CONVERGENCIA (*Convergence*) Ocorre cuando dos placas litosféricas se mueven una hacia la otra. Comúnmente se refiere a **límites de placas convergentes** (<<http://www.wikipedia.org>>).

CONTRAESCARPE (*Uphill facing scarp*) Un escarpe sobre una vertiente que tiene la cara expuesta a contrapendiente. Puede ser la expresión morfológica de una falla (activa) o de una litología más resistente.

CONTRAESCARPILLA, CONTRAMICROESCARPE o EARTHQUAKE RENT (nombre popular con aspecto de trinchera) (*Reverse scarplet*). Nombre neozelandés equivalente a *reverse scarplet*, atribuido a la reactivación a contrapendiente de una falla previamente existente, bajo la forma de un microcontraescarpe con aspecto de trinchera. Podría estar asociado a fenómenos de **sackung** (*gravitational spreading*), caracterizados por microescarpes a contrapendiente parecidos al señalado por Cotton en Nueva Zelanda (Cotton, 1949).

CORRIMIENTO CIEGO o CABALGAMIENTO CIEGO (*Blind thrust*). Véase también **FALLA CIEGA, FALLA INVERSA CIEGA**. Se refiere a una falla inversa cuya inclinación es menor de 45° y no alcanza a romper la superficie (Yeats et al., 1997).

CORRIMIENTO LATERAL (Co), **EXPANSIÓN LATERAL o RELAJACIÓN GRAVITACIONAL** (*Lateral spreading*). Es el

movimiento horizontal de una capa superficial consolidada sobre un horizonte licuado y puede ocurrir sobre pendientes de muy bajo ángulo hasta 0,1°. El movimiento es el resultado de la licuación de esta capa de sedimentos saturados y sin cohesión, y puede ser disparado por la sacudida sísmica. La licuación inicia el movimiento lateral de la capa superficial y causa su rompimiento en bloques o lajas. En los espacios entre estas lajas el material licuado puede extrusionar en forma de diques y volcanes de arena (McCalpin, 1996; Yeats et al., 1997).

COSÍSMICO (*Coseismic*). Véase **DEFORMACIÓN COSÍSMICA**

CRESTA DE OBTURACIÓN (Ar). Véase **LOMO DE OBTURACIÓN** (Co, Ve)

CRESTA DE PRESIÓN (Ar). Véase **LOMO DE PRESIÓN** (Co, Ve)

CUATERNARIO (*Quaternary*). Es el periodo que cubre aproximadamente los últimos 2 millones de años del tiempo geológico. Hay autores que ponen el límite inferior en 2,4 millones de años, cuando había un rápido crecimiento de glaciares en el hemisferio norte. Otros prefieren poner este límite en 1,8 millones de años, coincidiendo con el evento paleomagnético Olduvai. Es común hacer una subdivisión en: Pleistoceno Inferior (1,8 – 0,75 millones de años), Pleistoceno Medio (750 – 125 mil años de radiocarbono), Pleistoceno Superior (125 – 10 mil años de radiocarbono) y Holoceno (10 – 0 mil años de radiocarbono) (Williams et al., 1993).

CUENCA DE CUÑA DE FALLA (*Fault wedge basin*). Cuando una cuña de falla se encuentra en régimen de extensión en un sistema de fallas de rumbo, la cuña se hundirá y se formará una cuenca. Esto puede suceder cuando el movimiento en ambas fallas está en la misma dirección (Crowell, 1984).

CUENCA EN DIVERGENCIA DE FALLA o **SEMIGRABEN** (*Fault angle valley or Semi-graben*). En el ambiente de extensión las fallas normales lístricas predominan. Cuando el hundimiento a lo largo de una falla normal está combinado con basculamiento (*back tilting*) se forma una cuenca asimétrica con la parte más profunda al lado de la falla controlante. Esta cuenca con frecuencia tiene drenaje interno y se pueden formar lagos. Otro término para estas cuencas es: semigraben.

CUENCA DE TRACCIÓN (*Pull-apart basin*) 1) Una depresión topográfica producida por una curva o escalón distensiva a lo largo de una falla de rumbo (Yeats et al., 1997).

2) Desplazamiento en curvas y escalones distensivos de fallas de rumbo que producen depresiones conocidas como **cuencas de tracción** (*pull-apart basins*) que pueden llenarse con agua para producir **lagunas de falla** (*sag ponds*) o lagos. A una escala

mayor las cuencas de tracción comúnmente tienen una geometría de rombo limitada por fallas y con dimensiones de hasta decenas de kilómetros y a veces aún más. El fallamiento puede estar acompañado por volcanismo y se pueden acumular enormes espesores de sedimentos, razón por la cual generan mucho interés entre los petroleros. Cuando el movimiento de la falla continúa, la cuenca puede ser dividida por una rama más joven de la falla, separando los lados opuestos de la cuenca (Twiss y Moores, 1992).

CUENCAS Y SIERRAS (*Basin and range*). 1) Tipo de terreno o paisaje geológico donde hay montañas formadas por bloques estructurales alternando con cuencas o depresiones tectónicas, todas limitadas por fallas (Kearey, 1993).

2) Tipo de terreno donde los bloques montañosos están limitados por fallas e interespaciados por cuencas. La localidad tipo es la provincia *Basin and Range* en el oeste de los Estados Unidos. Es una región muy extensa de la corteza continental (casi 1 000 km. de ancho), de adelgazamiento de la corteza litosférica y está caracterizada por un gran número de bloques basculados separados por valles en una configuración de **horsts y grabens** limitados por fallas normales lístricas. Es una zona tectónicamente activa.

CUÑA COLUVIAL (*Colluvial wedge*). 1) Material desprendido que cae hacia la base de una escarpa de falla y crea un depósito en forma de cuña de coluvión que cubre la superficie prefalla (es el *event horizon*). Una cuña coluvial se crea cuando el bloque colgante se sobrepone al yaciente y colapsa sobre la superficie del bloque yaciente (esto sería en el caso de fallas inversas) (McCalpin, 1996).

2) Depósito de material coluvial en forma de prisma acumulado en la base de (y formado por erosión de) una escarpa de falla u otra pendiente, y comúnmente tomado como evidencia, en afloramiento, del evento de formación de la escarpa (Yeats et al., 1997).

3) Una escarpa topográfica formada por un evento sísmico en un ambiente erosivo será degradada y depositará sus escombros al pie del escarpe en forma de una cuña. La presencia de esta cuña sobre el bloque hundido se usa como evidencia de un evento sísmico (Burbank y Anderson, 2001).

CUÑA DE FALLA (*Fault wedge*). En un sistema de fallas de rumbo, las secciones y ramas de falla con frecuencia se manifiestan en un patrón anastomosado y se intersectan con ángulos agudos en forma de cuñas. Dependiente del sentido de movimiento de las fallas que se intersectan, estas cuñas pueden experimentar regímenes de compresión o distensión. La escala de estas cuñas puede variar enormemente hasta tener dimensiones de centenares de kilómetros. También pueden desarrollarse cuñas durante la

evolución de un lomo de falla o cuenca de tracción en curvas compresivas y distensivas cuando una falla se forma en el límite opuesto de un lomo de presión o cuenca de tracción definido por la curva en la falla principal (Crowell, 1984).

CUÑA RELLENA (*Filled wedge*) Fisura en forma de cuña colmatada, rellena con depósitos sedimentarios, comúnmente reconocida en estudios paleosísmicos como evidencia de deformación de la superficie (Yeats et al., 1997).

DATACIÓN (*Dating or age dating*). Véase también **GEOCRONOLOGÍA** (*Geochronology*). En la aplicación de la neotectónica y paleosismología para la evaluación de la amenaza sísmica, la datación de eventos durante el Cuaternario representa un factor de crítica importancia. Sin conocer fechas es imposible determinar procesos tectónicos que ocurrieron en intervalos de tiempo más largos que el registro histórico. En las últimas décadas se ha desarrollado una gama de métodos de datación con potencial de aplicación en paleosismología. Se hace una distinción entre **métodos de datación relativa y métodos de datación absoluta**. Estos últimos están mayoritariamente basados en el reloj atómico que mide la tasa de desintegración radioactiva de ciertos elementos. De los métodos absolutos, el más conocido y aplicado en paleosismología es el método de C-14, pero tiene un limitado periodo de aplicabilidad de alrededor de 40 000 años. Otros métodos absolutos incluyen: **dendrocronología, uranio/thorio, termoluminiscencia, radionucleidos cosmogénicos, huellas de fisión y racemización de aminoácidos**. Algunos de estos métodos se usan en la **tefrocronología**.

El campo de la geocronología es muy amplio y es una disciplina independiente y por tanto fuera del alcance de este glosario. Para los interesados en neotectónica y paleosismología se recomienda consultar algunas referencias que presentan un tratamiento resumido: McCalpin, 1986; Yeats, 1997; Burbank y Anderson, 2001, y para un tratamiento más amplio del tema: Noller et al., 2000.

DEFORMACIÓN (*Deformation*) Proceso geológico en el cual la aplicación de una fuerza resulta en el cambio de tamaño o forma de un cuerpo rocoso (Allaby y Allaby, 1990).

DEFORMACIÓN SÍSMICA (*Seismodeformations*). Es un término usado por geocientíficos rusos y que cubre los rasgos **sismotectónicos** (relacionados a fallamiento), **sismogravitacionales** (relacionados a sacudimientos) y **gravito-sismotectónicos** (una clase mixta) (McCalpin, 1996).

DEFORMACIÓN COSÍSMICA (*Coseismic deformation*). Deformación episódica que ocurre durante un sismo.

DENDROCRONOLOGÍA (*Dendrochronology*) Desarrollo de series de tiempo climáticas, sísmicas u otras mediante el análisis del

crecimiento anual de los anillos de árboles (Yeats et al., 1997). Obviamente se puede aplicar solo en regiones donde los cambios estacionales controlan los periodos de crecimiento de los árboles, registrados en los anillos de crecimiento anual.

DENDROSISMOLOGÍA (*Dendroseismology*). Es el estudio y la datación de sismos prehistóricos basados en sus efectos sobre los árboles. Estos pueden registrar perturbaciones en su crecimiento debido a paleoterremotos y en este caso los anillos de crecimiento contienen tanto la evidencia del evento como su fecha de ocurrencia (McCalpin, 1996).

DESLIZAMIENTO DE FALLA (*Fault slip*). El desplazamiento relativo de puntos anteriormente adyacentes en lados opuestos de una falla medida a lo largo de la superficie de la falla (Biddle y Christie-Blick, 1985).

DESLIZAMIENTO ASÍSMICO o **REPTACIÓN ASÍSMICA** (*Aseismic slip or fault creep*) 1) La liberación continua de energía, sin llegar a acumularla de tal forma de ser liberada abruptamente por un deslizamiento instantáneo causando un sismo.

2) Deslizamiento continuo o episódico en una falla con una tasa de movimiento demasiado lento para poder producir un terremoto (Yeats et al., 1997). Algunos autores prefieren usar el término **non sísmico** en vez de asísmico

La dificultad de diferenciar los efectos por deslizamiento asísmico de los efectos de deslizamiento cosísmico puede resultar en una sobreestimación del número de paleosismos. Rasgos morfoTECTONICOS como drenajes desplazados, terrazas deformadas etc., pueden haber sido formados en parte por deslizamientos asísmicos (McCalpin, 1996).

DESLIZAMIENTO DISPARADO o **DESLIZAMIENTO GATILLADO** (*Triggered slip*) 1) Es un proceso pobremente comprendido; involucra el deslizamiento de una falla localizada en la misma región, pero no asociada directamente con una falla cuya ruptura fue producida por un sismo mayor (<<http://www.data-scec.org/glossary.html>>).

2) Deslizamiento asísmico sobre una falla que ocurre durante o inmediatamente después de un terremoto sobre otra falla cercana (Yeats et al., 1997). Véase también: **CONTAGIO**.

DESLIZAMIENTO FRICCIONAL ESTABLE. Véase: **DESLIZAMIENTO ASÍSMICO** o **REPTACIÓN ASÍSMICA** (*Fault creep*)

DESLIZAMIENTO FRICCIONAL INESTABLE o **DESLIZAMIENTO ATASCADO** (*Stick-slip*) Movimiento espasmódico de deslizamiento asociado al movimiento de una falla (Yeats et al., 1997). Cuando sobre un plano de falla ocurre alguna

variación en la resistencia friccional durante el deslizamiento, puede presentarse una inestabilidad dinámica que resulta en un deslizamiento (*slip*) abrupto acompañado por decaimiento del esfuerzo (*stress drop*). Esto sucede repetitivamente: la inestabilidad es seguida por un periodo sin movimiento durante el cual hay recarga del esfuerzo, seguido por otro de inestabilidad. Este comportamiento friccional común se llama **regular stick slip** y es el mecanismo que genera sismos. Estos, por ser inestabilidades recurrentes de deslizamientos en planos de fallas pre-existentes, son por definición un fenómeno de **stick slip** (Scholtz, 1990).

DESPLAZAMIENTO. Véase: **RECHAZO** o **DESPLAZAMIENTO DE FALLA** (*Fault slip*)

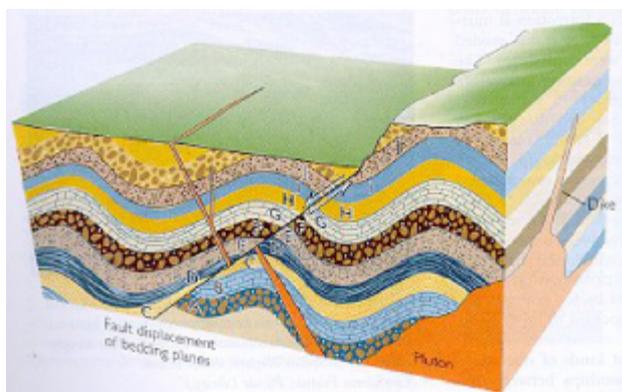


Fig. 3 Desplazamiento (<<http://www.uleth.ca/vft/crowsnest/foldandslip.jpg>>).

DESPLAZAMIENTO DE RUMBO (*Strike slip*). Véase también: **FALLA DE RUMBO** (*Strike-slip fault*) Es aquel componente del deslizamiento a lo largo de una falla, que es horizontal y ocurre en el plano de la falla, esto es, paralelo al rumbo de la falla (Yeats et al., 1997).

DESPLAZAMIENTO OBLICUO (*Oblique-slip*). Describe el movimiento de una falla que ha tenido una combinación de desplazamiento lateral y vertical. Es el movimiento de una falla que involucra tanto desplazamiento de inclinación como desplazamiento y rumbo de los bloques fallados (<<http://college.hmco.com/geology/resources/geoqolink/glossary/o.html>>).

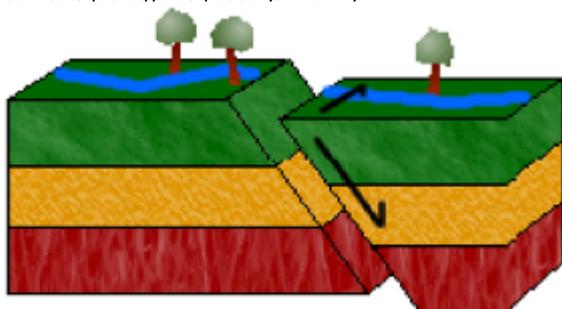


Fig. 4 Desplazamiento oblicuo (tomada de <<http://www.weatherwizkids.com/oblique2.gif>>).

DESPEGUE o **HORIZONTE DE DESPEGUE** y **FALLA DE DESPEGUE** (*Detachment or Décollement and Detachment fault*). Plano entre los estratos sobreyacentes altamente deformados y rocas o sedimentos subyacentes constituyendo el basamento, con menor deformación (Yeats et al., 1997).

Las fallas de despegue son características para los llamados **pliegues y cabalgamientos del antepaís** (*foreland fold and thrust belts*). En el uso anglosajón comúnmente se restringe el término *detachment* para fallas normales lítricas de bajo ángulo (Yeats et al., 1997).

DILATACIÓN (*Dilation*). Deformación por un cambio en volumen pero no de forma (Bates y Jackson, 1980). La dilatación es definida como el cambio de volumen a partir de uno inicial (Kearey, 1993).

DILATANCIA (*Dilatancy*). Un incremento en el volumen rocoso durante la deformación, causada por un cambio de una estructura compactada a una estructura abierta acompañada por un aumento en el volumen de los poros. Este último está acompañado por una rotación de los granos, microfracturación y deslizamientos en los contactos de granos (Bates y Jackson, 1980).

La dilatancia también refiere al primer movimiento de la onda P que puede ser compresiva o expansiva (dilatación). La dilatancia en la zona hipocentral de un terremoto está considerada como el fenómeno responsable de precusores, como por ejemplo el cambio en la velocidad de las ondas P, el levantamiento del terreno, la emisión de gas radón y cambios en la resistividad eléctrica (Bolt, 1993).

DISCONTINUIDAD SÍSMICA (*Seismic discontinuity*). En sismología refiere a una superficie en la cual las velocidades de las ondas sísmicas cambian abruptamente; (Bates y Jackson, 1980).

DISCORDANCIA PROGRESIVA (*Progressive unconformity*). En el caso que ocurran simultáneamente la deformación tectónica activa (plegamiento, basculamiento, levantamiento, subsidencia) y la sedimentación, generalmente en un ambiente de cuencas continentales, el ángulo de deposición de estratos sucesivos cambia continuamente de tal manera que en la dirección de la cuenca cada estrato sucesivo aumenta su espesor mientras se acuña contra la margen. De esta manera las discordancias angulares entre estratos no están restringidas a un solo horizonte sino que están repetidos a través de toda la secuencia. Las relaciones entre estratos pueden ser del tipo **onlap** (transgresivo) cuando la margen de la cuenca está subsidiendo, o de tipo **offlap** (regresivo) cuando la margen de la cuenca se levanta (Gidon, 1987).

DRENAJE (*Drainage*). En términos generales refiere al sistema de escorrentía canalizada. El drenaje —particularmente el drenaje

de canales de menores dimensiones— es extremadamente sensible a la pendiente de la superficie terrestre y a los cambios en esta pendiente. Es esta característica que hace del drenaje un indicador muy importante de los procesos tectónicos activos. Es por eso que existen muchos términos descriptivos que enfatizan esta relación. A continuación serán listadas una selección que cubre la mayoría de estos términos:

DRENAJE ADAPTADO (*Adapted drainage*). Cursos de agua que reaprovechan *talwegs* en un terreno sujeto a modificación por procesos tectónicos activos (especialmente fallamiento). En este caso el desplazamiento de la falla no ha llevado al desplazamiento de las causas del drenaje, sino más bien el drenaje busca una salida con el mejor gradiente en un terreno con geoformas controladas por fallamiento activo. En muchos casos implica procesos de erosión regresiva, captura, desvíos y obstrucciones. En el caso de fallas de rumbo resulta frecuentemente en patrones de **drenaje en rastrillo** que dificulta definir el sentido de movimiento de la falla.

DRENAJE ANTECEDENTE (*Antecedent drainage*). Es un drenaje que existía anteriormente a la deformación tectónica de la superficie por plegamiento, fallamiento o basculamiento u otras geoformas tectónicas, y que mantiene la trayectoria de su cauce a pesar de estas deformaciones (Yeats et al., 1997). Un río debe ser lo suficiente potente para mantener su incisión a la misma velocidad que el levantamiento del cerro o cordillera que atraviesa. Por esta razón la antecedencia se limita a los ríos mayores. Los ríos menores sufren derrota o son desviados. Un río en un valle antecedente es más antiguo que la estructura neotectónica que atraviesa (Ahnert, 1998). Compárese con: **DRENAJE SOBREIMPUESTO**.

DRENAJE CAPTURADO (*Captured drainage*) o **CAPTURA DE DRENAJE** (*Drainage or Stream capture or Stream piracy*). Es la desviación de las cabeceras de un drenaje hacia el cauce de otro drenaje que tiene mayor poder de erosión y un nivel base más bajo. La diferencia en nivel base puede ser el resultado de actividad tectónica y el mecanismo es el de erosión regresiva (Bates y Jackson, 1980). En el punto de desviación frecuentemente se encuentra una curva abrupta en el cauce que se conoce como **codo de captura** (Monkhouse y Small, 1978).

DRENAJE COLGADO (Co) o **DRENAJE SUSPENDIDO** (*Hanging drainage*). Véase también: **VALLE COLGADO**. Curso de agua cuya porción aguas abajo o aguas arriba presenta un salto vertical el cual es introducido por el desplazamiento de una falla.

DRENAJE DESCABEZADO (*Beheaded drainage or Piracy*). Curso de agua que por el desplazamiento de la falla queda desconectado de su curso aguas arriba. Un río también puede ser

descabezado por captura por otro río en un proceso de fuerte **erosión regresiva** que generalmente está causado por una diferencia en el nivel base que produce un gradiente más fuerte en el río pirata.

DRENAJE DESPLAZADO (*Offset drainage*). Curso de agua que ha sido desplazado por el movimiento de una falla activa. Se refiere generalmente a fallas transcurrentes (*strike-slip faults*). Compárese esto con el caso de **drenaje adaptado**.

DRENAJE DESVIADO (*Diverted drainage*). Curso de agua que se ve forzado a abandonar su trayectoria puesto que una estructura activa se interpone.

DRENAJE EPIGÉNICO o **EPIGENÉTICO** (*Epigenetic drainage*). Tanto la antecedencia como la sobreposición van ligados a levantamientos de una región y la rejuvenización del drenaje, y un río antecedente sobre una cobertura sedimentaria puede ser sobreimpuesto sobre el basamento del mismo. Esto hace difícil diferenciar a los dos. Es por ello que a veces antecedencia y sobreimpuesta se han agrupado bajo el nombre de **epigénesis**, de empleo fácil en los casos complejos, pero no muy preciso. Por eso es preferible utilizar los términos exactos (tanto más cuanto se restringe a veces el sentido del término epigénesis al de la sobreimpuesta) (Aubouin et al., 1980).

DRENAJE LINEAL (*Linear drainage*). Curso de agua que se alinea al instalarse sobre una zona de falla que presenta mayor fracturación que el entorno y da lugar a una profunda incisión, que puede dejar **valles lineales** muy marcados. El control estructural puede ser pasivo o activo. Es decir, no siempre un drenaje lineal o valle lineal comprueba la presencia de una falla activa.

DRENAJE EN RASTRILLO (*Broom-shaped drainage*) Conjunto de cursos de agua de una vertiente que se agrupan para aumentar su caudal con el fin de vencer una estructura activa que se opone a la escorrentía natural. Se trata de un conjunto de drenajes desplazados, adaptados, desviados por procesos de erosión regresiva, captura y obturación que, en el caso de control por fallamiento transcurrente, hacen difícil establecer el sentido de movimiento de la falla.

DRENAJE EN ARCOS PARALELOS (*Parallel arc drainage*). Cursos de agua subparalelos en forma arqueada que resultan de la migración lateral hacia la convexidad en dirección del cabeceo de un anticlinal, indicando el crecimiento lateral de anticlinales a nivel de sus cierres periclinales.

DRENAJE EN ARCOS OPUESTOS (*Opposing arc drainage*). Cursos de agua arqueada en arcos opuestos que resultan de la migración en dirección opuesta hacia los cierres periclinales de un anticlinal en crecimiento y con doble cabeceo.

DRENAJE INVERTIDO o **INVERSIÓN DE DRENAJE** (*Drainage reversal*). Curso de agua cuya dirección de flujo es contraria a la tendencia general de desagüe de la red de drenaje, en respuesta al levantamiento diferencial o basculamiento de la superficie del terreno por procesos de tectónica activa. Es un caso de **drenaje obstruido**.

DRENAJE OBSTRUIDO (*Defeated drainage*). Curso de agua que no logra mantener su trayectoria a través de una estructura activa porque su tasa de erosión o caudal es vencida por la tasa de tectónica. Frecuentemente el curso termina desviándose, invirtiendo su desagüe o represándose.

DRENAJE RADIAL (*Radial drainage*). Red de drenaje que fluye centrifugamente desde un área elevada, generalmente revelando la presencia de cierres periclinales de anticlinales o domos estructurales.

DRENAJE SOBREPUESTO o **SOBREIMPUESTO** (*Superimposed or Superposed drainage*). Drenaje que se desarrolla sobre una planicie de erosión o peneplanicie o una llanura aluvial que sobreyace discordantemente a un orógeno antiguo marcado por la presencia de plegamiento de los estratos. Por razones de levantamiento epirogénico, tectónico o por subsidencia del nivel base de erosión, el drenaje está rejuvenecido y comienza a incisarse. Eventualmente los ríos mayores del sistema de drenaje consiguen entallarse en las estructuras exhumadas del antiguo orógeno. Esta situación es diferente de la antecedencia ya que el drenaje se entalla en estructuras muertas y pasivas y no activas como en un orógeno activo. El drenaje entonces se **sobreimpone** en las estructuras y, en contraste con la antecedencia, el drenaje se entalla en estructuras que son más antiguas que los ríos. Puede ser difícil comprobar la sobreposición de un drenaje antecedente si no se encuentran remanentes del antiguo peneplanicie o cobertura aluvial. Resulta que en muchas ocasiones puede ser difícil diferenciar antecedencia de sobreimposición.

DRENAJE SUBDIMENSIONADO (*Underfit stream*). Se refiere a un río que aparentemente es demasiado pequeño para haber heredado el valle que ocupa.

Un río cuyo volumen se ha reducido notablemente o del cual los meandros muestran una fuerte reducción en su radio. Es el resultado de cambios en el drenaje por captura, por glaciares o por cambios climáticos durante el Cuaternario (Bates y Jackson, 1980). En la neotectónica es particularmente interesante rastrear la causa de la subdimensión a la captura de gran parte de su alimentación en las cabeceras, ya que esta captura puede tener implicaciones de tectónica activa.

ECOTONO (*Ecotone*) Diferencia en el tono de grises en fotografías aéreas, resultante de diferencias en la cobertura vegetal, que a su vez refleja variaciones en el contenido de humedad o profundidad del nivel freático. Esto puede señalar la presencia de fallas o zonas de falla.

EFFECTOS LOCALES o **RESPUESTA LOCAL** (*Site effects or Site response*). El efecto de la propagación de ondas sísmicas en el ambiente superficial de la corteza terrestre. En particular se refiere a los efectos en las capas de sedimentos no consolidados o parcialmente consolidados de un espesor de unas decenas o unos centenares de metros, generalmente ocupando cuencas de deposición. La atenuación de las ondas sísmicas reduce la intensidad de la vibración mientras que el efecto de la respuesta local es amplificar la intensidad de las sacudidas, frecuentemente con resultados catastróficos. Los efectos pueden incluir: movimiento fuerte, licuación, corrimiento lateral, deslizamientos y características topográficas. Los factores que mayor influencia tienen en la modificación de la respuesta local son:

- El tipo y la composición litológica de los materiales, en especial los depósitos superficiales cuyo comportamiento geotécnico corresponde al de los suelos.
- El espesor de los sedimentos y la profundidad del subsuelo rocoso o resistente.
- Las propiedades dinámicas de los suelos.
- La profundidad del nivel freático.
- La topografía, tanto superficial como del sustrato.
- La presencia de fallas, su situación y sus características.

Los efectos locales pueden ser tan grandes que la propensión de daño por terremotos en una localidad puede depender en mayor grado de estas condiciones locales más que de la proximidad de la fuente sísmica. En muchos casos, una vez que se ha adquirido un conocimiento global de las fuentes sismogénicas, puede ser más beneficioso concentrar los estudios de la evaluación de la amenaza sísmica en sitios locales, preferentemente en los estudios detallados geológicos y sismológicos dirigidos a la caracterización de las fuentes sismogénicas (Hough, 2002; Reiter, 1991; González de Vallejo, 2005).

EFFECTOS DE SITIO (*Site effects*). Véase **EFFECTOS LOCALES**

ENSILLADURA (Ve). Véase: **SILLA DE FALLA** o **SILLETA DE FALLA**

ENJAMBRE DE SISMOS, ENJAMBRE SÍSMICO o **TORMENTA SÍSMICA** (*Earthquake swarm or Earthquake cluster*). 1) Una serie de sismos menores, ninguno de los cuales puede ser

identificado como el principal, que ocurren en un tiempo y área limitados (<<http://www.data.scec.org/glossary.html>>).

2) Grupo de sismos temporal y espacialmente asociados, de los cuales ninguno es mucho mayor al resto como para ser considerado un sismo principal (Yeats et al., 1997).

El concepto de agrupación o enjambre está basado en la noción de que la distribución en tiempo y espacio de los sismos asociados con una falla, puede ser bien irregular con épocas de concentración de sismos en serie separados por periodos largos de actividad sísmica muy baja. Tal distribución irregular puede introducir un elemento de incertidumbre muy importante en los estudios paleosismológicos (McCalpin, 1996).

EPICENTRO (*Epicenter*). Punto sobre la superficie terrestre que se halla precisamente encima del foco (hipocentro) de un sismo (Yeats et al., 1997).

ESCALA DE MAGNITUD DE RICHTER (*Richter scale*). 1) Introducida en 1935 por Charles F. Richter, es una escala numérica para cuantificar la magnitud de los sismos.

La escala es logarítmica, con base 10, definida por la amplitud en micrones de la deflexión máxima de la aguja observada en un sismógrafo de torsión a una distancia de 100 km del epicentro. Por ser una escala logarítmica, los sismos muy pequeños (microsismos) pueden tener una magnitud negativa. Comúnmente la escala refiere a la magnitud local (**ML**), pero para sismos mayores frecuentemente se refiere a la magnitud de ondas superficiales (**Ms**). La magnitud local, la magnitud de **ondas de cuerpo** (*body-waves*) y la magnitud de **ondas superficiales** de un sismo no necesariamente deben tener el mismo valor numérico. La escala no tiene un límite superior teórico, pero en la práctica, el límite superior dado por la resistencia de los materiales en la corteza está por debajo de 9 (<<http://www.data.scec.org/glossary.html>>).

2) La escala es una medida de la fuerza o el tamaño de un sismo y una estimación de la cantidad de energía liberada durante un terremoto y se obtiene de manera numérica a partir del registro obtenido de los sismógrafos (Bolt, 1993).

La escala de Richter es abierta, es decir, no está acotada ni superior ni inferiormente, aunque las magnitudes de los más grandes terremotos en la historia sismológica instrumental no han superado el valor de 9,5.

Comúnmente, hoy en día, sismos mayores son generalmente asignados a la **magnitud de momento**, cuya escala es similar, pero está basada en el momento sísmico, y es una mejor medida de la energía de un sismo. Sin embargo la escala de Richter **ML**

sigue siendo la más popular en el ambiente mediático y el público en general (Bolt, 1993).

ESCALA DE INTENSIDAD MERCALLI (*Mercalli intensity scale*).

1) Una escala arbitraria y cualitativa de la intensidad de un sismo con rango desde I (detectable solo instrumentalmente) a XII (causando destrucción casi total). Tiene el nombre de Giuseppe Mercalli (d. 1914), el geólogo italiano quien la inventó en 1902. Su adaptación a las condiciones norteamericanas es conocida como **la escala Mercalli Modificada** (Bates y Jackson, 1980).

2) La Escala de Intensidad de Mercalli es utilizada para clasificar la intensidad de un terremoto examinando los efectos sobre la superficie terrestre, en la gente y las estructuras (<<http://www.wikipedia.org>>).

ESCALA MODIFICADA DE INTENSIDAD MERCALLI (*Modified Mercalli intensity scale*). Sin.: **ESCALA MERCALLI MODIFICADA**

Una escala de intensidad de terremotos con 12 divisiones y rango desde I (no puede ser sentido por el hombre) a XII (daño casi total). Es una revisión de la **Escala de Mercalli**, elaborada por Wood y Neumann en 1931. Compárese con **Escala Rossi-Forel**. Se abrevia como **Escala MM** (Bates y Jackson, 1980).

ESCALÓN (*Step-over*) Un área donde termina una falla y comienza otra falla desplazada en echelón pero con la misma orientación. Se describe geométricamente como derecho o izquierdo conforme el escalón o la curva se ubican a la derecha o a la izquierda cuando uno se adelanta a lo largo de la falla (Yeats et al., 1997).

Los escalones tienen **separación** que es la distancia ortogonal entre las dos fallas, y **solape** que es el recubrimiento de las dos fallas en la dirección de su rumbo. Se diferencia entre **escalones compresivos** y **distensivos**. Para una falla de rumbo lateral derecha un escalón derecho es distensivo (ocurre extensión) y un escalón izquierdo es contractivo (está en compresión).

ESCARPE (*Scarp or Escarpment*). Sin.: **ESCARPA** (Ar). 1) Desnivel en la superficie más o menos rectilínea o una vertiente fuerte con la cara en una dirección general, que rompe la continuidad de la superficie de la tierra en dos niveles distintos, y que ha sido producido por erosión o por fallamiento.

2) Una frente rocoso empinado y abrupto, con frecuencia presentado por los estratos superiores en una línea de acantilados y generalmente marcando el afloramiento de un estrato resistente que corona una serie de estratos más blandos con buzamiento bajo; específicamente, la pendiente erosiva de una **cuesta** (Bates y Jackson, 1980).

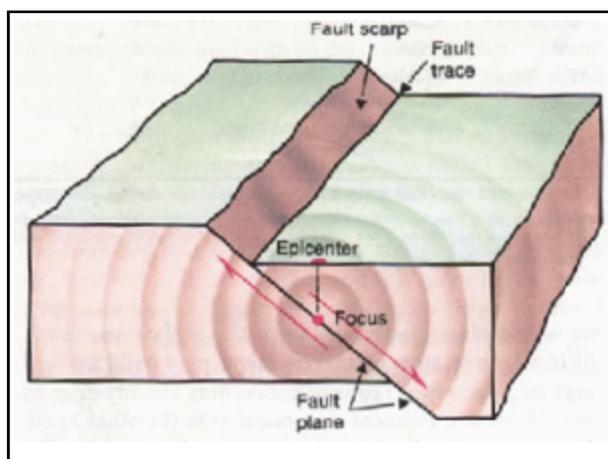


Fig. 5 Escarpa (tomada de <<http://www.globalchange.umich.edu/Ben/recent%20fault%20scarp.JPG>>).

ESCARPE DE FALLA (*Fault scarp*). 1) Una vertiente empinada o acantilado que es el resultado directo del movimiento de una falla y representa la superficie expuesta del plano de la falla antes de su modificación por erosión y meteorización. Es una geoforma inicial (Bates y Jackson, 1980).

2) Una vertiente formada por el desplazamiento de la superficie de la tierra por movimiento de una falla (Yeats et al., 1997). El frente del escarpe generalmente ha sido degradado, entallado por canales de drenaje y ha sufrido el declive de pendiente, pero cuando está marcado por la presencia de **facetas triangulares** generalmente es una indicación que el escarpe está controlado por una falla activa.

ESCARPE DE LÍNEA DE FALLA (*Fault line scarp*). Es un escarpe que es el resultado de erosión diferencial de capas de diferente resistencia en yuxtaposición a lo largo de una falla. La cara del escarpe puede mirar en la dirección original del escarpe de falla original (situación **resecuente**) u opuesta al escarpe original producido por el movimiento de la falla (situación **obsecuente**) y de esta manera presenta un caso de **inversión de relieve**. Como en la actualidad la falla ha sido completamente desactivada su influencia es puramente pasiva y no indica la presencia de una falla activa y menos su sentido de movimiento. Es un rasgo de **geomorfología estructural** y no de **geomorfología tectónica** o **morfotectónica**.

Una nota de cautela merece ser incluida aquí:

Un escarpe de línea de falla no es necesariamente un criterio diagnóstico de la inactividad de una falla. Puede significar solamente que la velocidad de la erosión ejercida a lo largo de la traza de la falla supera la tasa de inactividad tectónica de la misma, y oscurece u oculta el significado neotectónico de este tipo de escarpe. Cotton (1950) utiliza el término muy elocuente de «formas criptotectónicas»

para designar a estos escarpes erosivos excavados a lo largo de fallas activas en su famoso artículo sobre los valles de fallas (*fault valleys*). En el sur de los Andes venezolanos y a lo largo de las fallas del sistema surcentral andino, las fallas de bajo nivel de actividad (0,1 a 0,5 mm/año) son abundantes así como las formas de erosión en ambientes, donde caen 3 a 4 m de agua al año y solamente se puede evidenciar la actividad de las mismas en trincheras por medio de criterios geológicos de subsuelo y no por medio de criterios geomorfológicos.

ESCARPE DE FALLA ASTILLADA o **ESCARPA DE FALLA COMPLEJA** (*Splintered scarp*). Se trata de escarpes de disposición compleja producida cuando el desplazamiento de la falla está distribuido a través de un número de tramos superpuestos en échelon (Stewart y Hancock, 1990).

ESCARPE DE FALLA COMPUESTA – MÚLTIPLE EVENTO (*Compound fault scarp, Composite fault scarp or Multiple-event fault scarp*). A veces llamado **ESCARPE FACETADO**. Un escarpe de falla degradado puede tener múltiples cambios de pendiente, cada uno de los cuales se originó en un evento separado de ruptura. Estos cambios de pendiente en la parte superior de un escarpe degradado son puntos de inflexión (*nick-points*) que constituyen registros de eventos individuales anteriores de fallamiento (McCalpin, 1996).

ESCARPE DE FALLA MÚLTIPLE (*Multiple fault scarps*). Son escarpes de falla cuyo origen se relaciona con la formación de ramificaciones de una falla durante un único evento de fallamiento (Stewart y Hancock, 1990).

ESCARPE DE FALLA PEDEMONTANA (*Piedmont fault scarp*). Escarpes de falla relacionadas a pequeñas fallas que cortan sedimentos cuaternarios pobremente consolidados al pie de frentes montañosos (Stewart y Hancock, 1990).

ESCARPE DE FALLA RESIDUAL (*Residual fault scarp*). 1) Aquellos escarpes en los que se han removido los últimos remanentes de la superficie tectónica original (Stewart y Hancock, 1990).

2) Cuando una falla tiene mayor actividad y desplaza a rocas muy resistentes, el escarpe persistirá por un tiempo bastante largo después de haberse terminado el movimiento de la falla; la degradación del escarpe demorará y quedará como un **escarpe residual**, es decir, como un relicto de la actividad de la falla (Tricart, 1974).

ESCARPE DE FALLA ROCOSO (*Bedrock fault scarp*) Escarpas de falla que por su desplazamiento recurrente (múltiples eventos) han evolucionado a partir de escarpas de falla múltiples y han alcanzado pocos cientos de metros de altura (Stewart y Hancock, 1990).

ESCARPE DE FLEXURA o **ESCARPA DE LIMBO DE PLIEGUE** o **MONOCLINAL** (*Flexural scarp, Fold-limb scarp or Monoclinial scarp*). Flexura topográfica, interpretada como la expresión de corrimientos ciegos, en los cuales la deformación en superficie en forma de pliegue monoclinial o flexura es la acomodación de la propagación de falla a profundidad de una falla inversa o corrimiento que no aflora (modificado de Stein y Yeats, 1989).

ESCARPILLA DE FALLA o **MICROESCARPA** (Ve) (*Fault scarplet*). Es un escarpe de falla, generada instantáneamente en la superficie terrestre por movimiento cosísmico de una falla activa en un solo evento sísmico. La altura de la escarpilla puede variar de centímetros a metros y, desde su inicio, estará sujeta a procesos de degradación de diferente grado de intensidad conforme al régimen morfoclimático.

ESPEJO DE FALLA (*Slickenside*). 1) Se produce cuando el plano de una falla ha sido sometido a fricción (pulido) por múltiples movimientos en diferentes direcciones o en una sola sobre un lapso de tiempo. Sobre el espejo pueden desarrollarse huellas indicativas de los últimos movimientos, como por ejemplo las llamadas **estrias de falla** (Montes y Sandobal, 2001).

2) Una superficie de plano de falla altamente pulido, a veces estriado o encañado, causado por fricción y rara vez fusión por calentamiento, que resulta del movimiento de la falla (Monkhouse y Small, 1978).

ESCARPE EN TIJERA o **ESCARPE EN BISAGRA** (*Scissored fault scarp*). Es un escarpe de falla normal que alterna con un contraescarpe a lo largo de una falla transcurrente; la transición entre los dos tiene analogía con una bisagra o pivote, pero obviamente no funciona como tal. El término es puramente descriptivo y representa una geoforma característica y de ocurrencia muy común en fallas de rumbo. Podría ser causada por inversión de movimiento del componente vertical de una falla transcurrente, pero en la gran mayoría de casos se trata de un simple desplazamiento lateral de la topografía undulada, bien ilustrado en el caso de un interfluvio desplazado. Puede dar lugar a drenajes descabezados y valles colgados. Posiblemente es una de las geoformas más frecuentes y comunes en fallas de rumbo, y contribuyen a definir el sentido de movimiento de la falla (parcialmente según Yeats et al., 1997).

ESPOLONES TRUNCADOS (*Truncated spurs*). Un espolón o loma que originalmente se proyectaba adentro de un valle preglaciar y que subsiguientemente fue parcialmente removido o biselado por el movimiento de un glaciar cuando ampliaba, profundizaba y enderezaba su valle, dejando con frecuencia los valles confluentes originales como **valles colgados** (Monkhouse y Small, 1978; Bates y Jackson, 1980).

ESPOLÓN FACETADO (*Faceted spur*). Un espolón o loma con una cara en forma de V invertida (triangular) que es producto de fallamiento y de procesos de corte, biselación y truncamiento por acción de drenajes, ondas o glaciares (Bates y Jackson, 1980). Da lugar a las **facetas triangulares** que frecuentemente se toman como evidencia de fallamiento activo, sobretodo cuando marcan un frente montañoso. Véase también: **FACETAS TRIANGULARES**.

ESTRATOS DE CRECIMIENTO (*Growth strata*). Son estratos de crecimiento aquellos sedimentos que se depositaron simultáneamente con los procesos de fallamiento, plegamiento o levantamiento activo. En el caso de fallamiento contemporáneo a la sedimentación, particularmente en un ambiente de fallamiento normal, los estratos en el bloque hundido tienen un espesor mayor que los estratos en el bloque levantado. Similarmente en el flanco de un anticlinal en crecimiento, los estratos tienen mayor espesor a medida que se alejan de la zona axial del anticlinal. Inclusive en la secuencia pueden ocurrir **discordancias progresivas**. Las diferencias en espesor entre los estratos en la parte hundida de una cuenca y en la cresta del anticlinal o el bloque levantado, pueden ser usadas para calcular el desplazamiento de una falla o falla ciega si está asociada con un **anticlinal de propagación de falla** (Yeats et al., 1997; Twiss y Moores, 1992). Véase también: **FALLA DE CRECIMIENTO**.

ESTRIAS DE FALLA (*Fault striae, striae or striations*). En la tectónica, la neotectónica, la paleosismología y la geología estructural se refiere a las líneas muy finas y paralelas sobre un **espejo de falla**, que son el producto de la fricción que se produce por (múltiples) movimientos de una falla en diferentes direcciones o unidireccional sobre un lapso de tiempo. Otro tipo de estrias son indicativos del movimiento de un glaciar sobre una superficie rocosa o cantos rodados.



Fig. 6 Estrias de fallas

ESTRUCTURA DÚPLEX (*Duplex structure or Duplex*). En el ambiente de cinturones de pliegues y cabalgamientos de antepaís y durante el proceso de fallamiento en una rampa, la posición de esta puede migrar cuando el plano de falla corta en saltos discretos el bloque yacente (y a veces el bloque colgante) de la falla. Puede resultar el amontonamiento de una serie de **escamas tectónicas** (*horses*) imbricadas que forman la llamada **estructura dúplex**, en este caso será un **dúplex de cabalgamiento**. De manera similar las estructuras dúplex también pueden formarse en el ambiente extensional de fallas normales lítricas (**dúplex de extensión**). Las estructuras dúplex siempre están limitadas por una **falla de techo** (*roofthrust*) y una **falla basal** (*floorthrust*). Los dúplex se desarrollan también en el ambiente de fallas de rumbo, pero en este caso las fallas del dúplex son verticales y se despliegan en las curvas distensivas y las curvas compresivas de la falla principal, y tienen límites en ambos flancos. En los **dúplex de rumbo** la forma de las fallas en sección transversal a la falla principal da lugar a configuraciones que se conocen como **estructuras en flor** (*flower structure*) (Twiss y Moores, 1992; Anguita y Moreno, 1991).

ESTRUCTURA EN FLOR (*Flower structure*). 1) Un arreglo de fallas o ramas de falla con divergencia hacia arriba dentro de una zona de falla de rumbo. Es sinónimo de **estructura de palmera** (*palm-tree structure*) que tiene menor uso. Se diferencian estructuras en flor positiva y negativa (Biddle y Christie-Blick, 1985). Véase también: **ESTRUCTURA EN FLOR POSITIVA** y **ESTRUCTURA EN FLOR NEGATIVA**. Las estructuras en flor son una forma específica de las **dúplex de rumbo** (*strike-slip duplex*). Véase también: **ESTRUCTURA DÚPLEX**.

ESTRUCTURA EN FLOR NEGATIVA (*Negative flower structure*). Una estructura en flor en la cual las ramas de falla divergentes hacia arriba tienen un componente de deslizamiento normal y se desarrollan en un ambiente extensivo en una curva distensiva (*releasing bend*) de una falla de rumbo (Biddle y Christie-Blick, 1985). A veces también se denomina estructura de **tulipán** (*tulip structure*).

ESTRUCTURA EN FLOR POSITIVA (*Positive flower structure*). Una estructura en flor en la cual las ramas de falla divergentes hacia arriba tienen un componente de deslizamiento inverso y se desarrollan en un ambiente compresivo en una curva restrictiva (*restraining bend*) de una falla de rumbo (Biddle y Christie-Blick, 1985). A veces también se denomina estructura de **palmera** (*palm-tree structure*).

ESTRUCTURA SISMOGÉNICA (*Seismogenic structure*). Aquella estructura que es capaz de producir un sismo (Yeats et al., 1997). Generalmente se refiere a una falla sismogénica.

ESTRUCTURA LOCALIZADORA (*Localizing structure*). Es una estructura geológica identificable de la cual se puede asumir que genera o localiza sismos. Puede medir hasta centenares de kilómetros y se puede encontrar en ambientes interplaca o intraplaca. Geológicamente pueden ser zonas levantadas (*uplifts*), grabens (*riffs*), pliegues, volcanes o cualquier rasgo estructural que durante su formación o posible reactivación, da lugar a fallamiento sismogénico y por ende a terremotos. La designación de una estructura como localizadora consiste en dos elementos: la identificación de la estructura geológica y su correlación con sismicidad o con deformación tectónica activa (Reiter, 1991).

EVALUACIÓN DE LA AMENAZA SÍSMICA (*Seismic hazard assessment*). Evaluación de la probabilidad de ocurrencia de un sismo y del nivel de riesgo geológico que tiene una localidad (<<http://www.dictionary.com>>).

Una evaluación de la amenaza sísmica requiere la definición del sismo máximo (**Mmax**) que puede ocurrir en cada zona sismogénica identificada. Un elemento clave es la caracterización de la fuente sísmica, es decir asignar magnitudes y tasas de recurrencia de sismos mayores potencialmente dañinos. La tarea de identificar fallas activas, caracterizarlas en términos de amenaza y hacer estimados del sismo máximo pertenece más bien al campo del geólogo que al del sismólogo que debe apoyarse en datos instrumentales e históricos (McCalpin, 1996).

La amenaza tiene que ver con los fenómenos físicos propiamente, como la sacudida de la tierra, el movimiento de una falla, la licuación, etc. que constituyen el peligro potencial, mientras que el riesgo tiene que ver con las consecuencias de estas, es decir la posible pérdida de vidas, los daños y la destrucción. El primero es el ámbito de los geocientíficos y el otro de los ingenieros, planificadores y oficiales públicos. Es necesario conocer la amenaza para poder calcular el riesgo (MacCalpin, 1996; Yeats et al., 1997; Reiter, 1991). Una evaluación de la amenaza sísmica consiste de dos partes: 1) La caracterización de la fuente o de las fuentes sismogénicas, y 2) La caracterización de los efectos que estas fuentes tendrán en un sitio particular, es decir el movimiento fuerte. Existen dos acercamientos al problema de la evaluación de la amenaza sísmica: la **determinística** y la **probabilística**.

EVALUACIÓN DETERMINÍSTICA (*Deterministic hazard assessment*) Una evaluación que especifica parámetros de un solo valor como el sismo máximo o la aceleración pico, sin considerar la probabilidad de que pueda ocurrir o no (Yeats et al., 1997). Los pasos básicos en este proceso son:

1. La definición de la fuente o de las fuentes de terremotos.
2. La selección del sismo controlante (*controlling earthquake*).
3. La determinación del efecto local, generalmente del movimiento fuerte.

4. La definición de la amenaza.

Por lo general la evaluación determinística tiende a utilizar asunciones y escenarios incluyendo el escenario del **caso peor** (*worst case scenario*).

EVALUACIÓN PROBABILÍSTICA (*Probabilistic hazard assessment*). Una evaluación que estipula probabilidades cuantitativas de la ocurrencia de amenazas especificadas, comúnmente dentro de un período de tiempo definido (Yeats et al., 1997). Los pasos básicos en este proceso son:

1. La definición de la fuente o de las fuentes sismogénicas.
2. La definición de las características de recurrencia de cada fuente.
3. La determinación del efecto local, el establecimiento del movimiento fuerte.
4. La definición de la amenaza.

Es fundamental en la evaluación la definición de todas las potenciales fuentes sismogénicas y establecer en cada una la distribución de probabilidades de terremotos o una relación de recurrencia.

Comparando los dos tipos de evaluaciones se puede concluir que el método determinístico depende más del uso de escenarios y asunciones, mientras que el método probabilístico pone más énfasis en el conocimiento de las características de las fuentes sismogénicas y, como derivado de esto, su eventual espectro de efectos locales. En regiones del planeta donde hay poco conocimiento de la tectónica activa y una escasez de datos sobre fuentes sismogénicas, es probablemente más propicio recurrir al método determinístico, mientras que el método probabilístico se basa más en datos geológicos, con las incertidumbres inherentes. Por eso el método determinístico puede generar una sensación falsa de certidumbre mientras que el método probabilístico permite la incorporación de incertidumbres pero también la integración de un mayor cantidad de datos y posibilidades (Reiter, 1991).

EXCEDENCIA (*Exceedence*). La capacidad de sobrepasar un valor umbral. Los sismólogos generalmente hacen sus estimaciones de la amenaza promedio de sacudidas derivadas de todas las fuentes sismogénicas potenciales sobre un intervalo de tiempo de 500 años y luego presentan los resultados en términos de la amenaza que se espera con 10% de probabilidad sobre los próximos 50 años. Se dice que estas estimaciones tienen un **nivel de excedencia** de 10%. Una amenaza de 10% de probabilidad en 50 años es esencialmente lo mismo que la amenaza esperada dentro de 500 años. El uso de niveles de excedencia es en gran parte una cuestión de conveniencia, pero radica en la desconexión entre el marco de tiempo asociado con la ciclicidad sísmica (centenares o milenios de años) y lo asociado con la duración de

una vida humana. Un mapa de cuantificación de amenaza anticipada (a 100% de probabilidad) sobre 500 años —que es el rango de tiempo sobre el cual es plausible estimar una amenaza promedio con cierta medida de confianza— parece menos relevante que un mapa que cuantifica la amenaza sobre 50 años (Hough, 2002).

EXPANSIÓN GRAVITACIONAL. Véase: **SACKUNG**

EXPANSIÓN LATERAL. Véase: **CORRIMIENTO LATERAL**

FACETA TRIANGULAR o **FACETA DE FALLA** (*Triangular facet or Fault facet*) Superficie inclinada triangular y erosiva, que representa la cara de un espolón o cresta truncada por acción de una falla. Las facetas triangulares que marcan un frente montañoso son producto del levantamiento de un cerro por movimiento de una falla y los procesos de degradación, declinación de la pendiente, erosión y disectación sobre el escarpe que resultó del movimiento de la falla. Todos estos procesos operan simultáneamente. La faceta misma no representa el plano de falla pero su base indica la ubicación de la traza de la falla. La presencia de facetas triangulares es tomada a menudo como prueba de la existencia de una falla activa. Sin embargo, para su interpretación hay que tomar en cuenta siempre el contexto morfotectónico ya que solo en el caso de facetas triangulares marcadas por un frente montañoso existe la probabilidad de la presencia de una falla activa. Otros procesos erosivos también pueden producir facetas triangulares, p. e. en el caso del cruce de confluentes con un río principal entallándose activamente en la zona montañosa. Las facetas pueden presentar un aspecto fresco hasta muy degradado y con frecuencia se puede diferenciar varias generaciones de facetas.

FALLA (*Fault*). Una superficie de discontinuidad sobre la cual ha ocurrido desplazamiento de cizalla (Keary, 1993). Una fractura — o zona de fracturas— a lo largo de la cual ha ocurrido desplazamiento relativo de los flancos, paralelo a la fractura (Bates y Jackson, 1980; <<http://www.data.scec.org/glossary.html>>).



Fig. 7 Falla (tomada de <<http://www.quaketrackers.org.nz/More.pages/images/fault.jpg>>)

FALLA ACTIVA (*Active fault*). 1) Es una falla que registra antecedentes históricos o sismológicos de actividad y que tiene una expectativa de recurrencia en un intervalo de tiempo futuro que afecta el desarrollo de la sociedad (Slemmons, 1977; Wallace, 1986).

2) Es una falla que ha tenido suficiente desplazamiento reciente y, en la opinión de los expertos, se debe esperar más desplazamientos en el futuro (Yeats et al., 1997).

No existe una definición de falla activa que haya sido universalmente aceptada, pero sí hay consenso sobre dos elementos esenciales en cualquiera de las definiciones: a) El potencial para el desplazamiento en el futuro y b) Si ha tenido actividad reciente, histórica, holocena, cuaternaria y/o dentro del régimen sismotectónico reciente.

Varias agencias públicas en los EE.UU. usan diferentes definiciones de acuerdo con su percepción de qué constituye riesgo para sus obras o actividades: a) Falla con desplazamiento en el Holoceno (Alquist-Priolo Protocol, Hart y Bryant, 1997). b) Falla con desplazamiento en los últimos 35 000 años (U.S. Army Engineering Corps). c) Falla con desplazamiento en los últimos 100 000 años (U.S. Bureau of Reclamation). d) Falla con un solo desplazamiento en los últimos 35 000 años o dos desplazamientos en los últimos 500 000 años (U.S. Nuclear Regulatory Commission). También existen clasificaciones cualitativas, muy arbitrarias y muy vagas, como **falla capaz, falla potencialmente activa, falla posiblemente activa, etc.** Ninguna de estas definiciones y clasificaciones son satisfactorias y por eso es recomendable adoptar la línea tomada en el International Lithosphere Program Task Group II, «Major Active Faults of the World», que se restringe a la diferenciación de fallas históricamente activas: (1), en el Holoceno (2) o en el Cuaternario (3) (Paris et al., 2000).

FALLA ANTITÉTICA (*Antithetic fault*). Falla subsidiaria a una falla principal, con buzamiento en dirección opuesta y desplazamiento menor respecto a esta. Forma parte del mismo sistema de fallas que la falla principal.

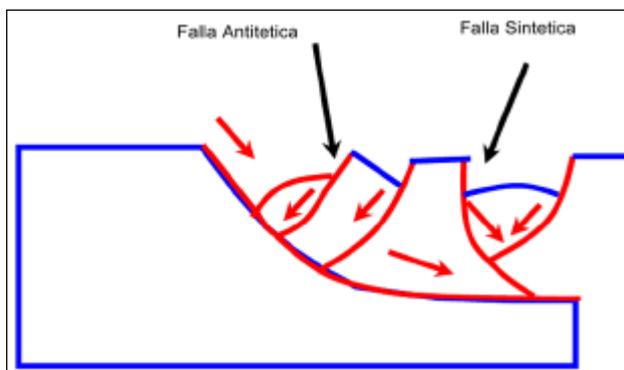


Fig. 8 Falla antitética (tomada de: <<http://www.uwsp.edu/geo/faculty/hefferan/geol320/normal1.gif>>).

FALLA DE ARQUEAMIENTO (*Bending-moment fault*). 1) Una falla de arqueamiento es producida porque el lado convexo de una capa plegada se alarga en relación al eje del pliegue y es puesto en tensión formando fallas normales y fracturas extensionales, mientras que el lado cóncavo sufre acortamiento y se coloca en compresión, formando fallas inversas (<<http://darwin.nap.edu/books/0309036380/html/63.html>>).

2) Una falla generada por el arqueamiento de estratos durante el proceso de plegamiento. Fallas normales caracterizan el lado convexo en extensión y fallas inversas caracterizan el lado cóncavo en compresión (Yeats et al., 1997).

FALLA DE CABALGAMIENTO, CORRIMIENTO o CABALGAMIENTO CIEGO (*Blind thrust fault*). Falla inversa de bajo ángulo (corrimento) que no produce ruptura en superficie. El movimiento a través de la falla produce el levantamiento en forma de anticlinal, entonces se trata de un **pliegue de propagación de falla**, pero no se reconoce en superficie una ruptura definida o continua (<<http://earthquake.usgs.gov/regional/qfaults/glossary.php>>).

FALLA CAPAZ (*Capable fault*). 1) Según la U.S. Nuclear Regulatory Commission, es una falla que ha tenido desplazamiento durante los últimos 35 000 años y por eso es considerada «capaz» de romper en el futuro (Bates y Jackson, 1980; Keller y Pinter, 1996).

2) Falla en la que es factible mecánicamente que ocurra un próximo desplazamiento (Yeats et al., 1997).

FALLA CIEGA (*Blind fault*). Falla que no alcanza y jamás ha alcanzado la superficie terrestre. Usualmente termina hacia arriba en la región axial de un anticlinal (Yeats et al., 1997). Está típicamente asociada con **pliegues de propagación de falla** y generalmente se manifiesta en superficie en forma de pliegue y **eskarpe de flexura** o **eskarpe monoclinal**. Cuando el ángulo de la falla inversa es menor de 45° se habla de **corrimento ciego**.

FALLA DE CRECIMIENTO (*Co, Ve*) o **FALLA SINSEDIMENTARIA** (*Growth fault or Synsedimentary fault*). Una falla en rocas sedimentarias que tiene movimiento contemporáneo y continuo con la depositación de los sedimentos, de manera que el desplazamiento de los estratos más antiguos es mayor que los estratos más jóvenes; además los estratos en el bloque hundido por lo general tienen mayor espesor que los estratos correlativos en el bloque levantado (Bates y Jackson, 1980).

FALLA DE DESGARRE (*Tear fault*). 1) Es una falla con desplazamiento de rumbo, relativamente de pequeña escala, de extensión local, que comúnmente es subsidiaria a otras estructuras tales como pliegues, corrimientos o fallas normales. Mantiene

inclinación alta y orientación subparalela a la dirección regional de desplazamiento. Se presenta en los bloques colgantes de fallas de bajo ángulo y acomoda diferentes cantidades de desplazamiento tanto en las diferentes partes de la falla como entre las rocas alóctonas y autóctonas adyacentes. Puede reflejar la presencia de una **rampa lateral** abrupta (Twiss y Moores, 1992).

2) Una falla bien empinada o vertical asociada con un corrimiento de bajo ángulo y que ocurre en el bloque colgante. Su rumbo es perpendicular al del corrimiento; el desplazamiento generalmente es horizontal y puede tener efectos de bisagra. Es considerado como un tipo de falla de rumbo (Bates y Jackson, 1980).

FALLA INVERSA o **FALLA CON MOVIMIENTO INVERSO** (*Reverse fault*). 1) Falla en la cual el desplazamiento es predominantemente vertical, y el bloque levantado es movido hacia arriba con respecto al bloque yacente sobre un plano de falla inclinado. Si una falla inversa tiene un ángulo de inclinación menor de 45°, se la llama **falla de corrimiento o de cabalgamiento** (<<http://www.data.scec.org/glossary.html>>).

2) Falla caracterizada por el movimiento del bloque levantado hacia arriba en relación al bloque yacente (Yeats et al., 1997).

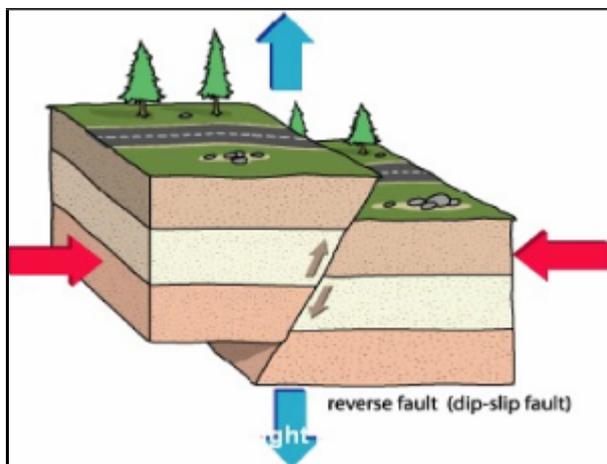


Fig. 9 Falla inversa o falla con movimiento inverso (tomada de <<http://classroomclipart.com/images/gallery/New/Clipart/reverse-fault.jpg>>).

FALLA LÍSTRICA (*Listric fault*). Falla extensional o compresiva (p. e. un corrimiento) con plano de falla curvo y cóncavo hacia arriba, cuya característica es que se horizontaliza en profundidad al llegar a un horizonte de despegue (Allaby y Allaby, 1990).

FALLA NORMAL o **FALLA CON MOVIMIENTO NORMAL** (*Normal fault*). 1) Falla en la que el bloque colgante ha descendido en relación al bloque yacente (Yeats et al., 1997).

2) Falla caracterizada por un movimiento predominantemente vertical durante el cual el bloque colgante se ha desplazado hacia abajo con respecto al bloque yacente. Por lo general este tipo de falla se asocia con un régimen de extensión (<<http://www.data.scec.org/glossary.html>>).

FALLA DE SITIO (*Site fault*). Falla activa o supuesta como tal, susceptible de interferir con una obra de ingeniería proyectada o con el territorio de una unidad, y de generar deformaciones permanentes en caso de ruptura de la misma. La evaluación de la amenaza sísmica asociada a una falla de sitio pertenece al campo de la microzonificación sísmica.

FALLA OBLICUA o **FALLA CON MOVIMIENTO OBLICUO** (*Oblique fault*). Véase: **DEZPLAZAMIENTO OBLICUO**.

FALLA DE RUMBO (*Strike-slip fault*). Una falla que tiene el desplazamiento paralelo al rumbo de la falla (Yeats et al., 1997). Véase también: **FALLA TRANSCURRENTE**.

FALLA TRANSCURRENTE o **FALLA CON MOVIMIENTO TRANSCURRENTE** (*Transcurrent fault*).) Sistema de fallas regionales con desplazamiento de rumbo que comprenden generalmente zonas de numerosas fallas asociadas (Twiss y Moores, 1992).

2) Falla con desplazamiento de rumbo cercana a la vertical que corta no solo las rocas sedimentarias supracorticales, sino también rocas ígneas y metamórficas (Yeats et al., 1997). Yeats et al. prefieren utilizar el término más general y sin connotaciones genéticas, es decir, prefieren utilizar el término: **falla de rumbo** (*strike-slip fault*).

FALLA TRANSFORMANTE (*Transform fault*). Un tipo de falla de rumbo a lo largo de la cual el desplazamiento termina o se transforma súbitamente. Este tipo de fallas se asocia generalmente con el desplazamiento de las dorsales oceánicas. En estas instancias el sentido de movimiento actual a lo largo de estas fallas es opuesto al desplazamiento aparente (*offset*) de las dorsales (en la definición original de J.T. Wilson). Las fallas transformantes representan tramos de los límites de placas y abundan en los fondos oceánicos. Un ejemplo muy conocido en la corteza continental es la falla de San Andrés en California.

En términos de tectónica de placas, una falla transformante es una falla de rumbo que corta toda la litósfera y siempre conecta dos diferentes límites de placa. Las más conocidas son las fallas transformantes en el fondo oceánico donde desplazan las dorsales oceánicas, en cuyos casos se denominan **transformantes dorsal-dorsal** (*ridge-ridge transforms*). Un ejemplo de **transformante fosa-fosa** (*trench-trench transform*) es la falla Magalanes-Fagnano que conecta la fosa Chilena con la fosa de Nova Scotia. La famosa falla San Andrés en California es un **transformante**

dorsal-fosa (*ridge-trench transform*) y conecta una dorsal oceánica en el Sur con una fosa en el Norte y constituye el límite de placas entre la Placa Norteamericana y la Placa Pacífica (Hancock y Skinner, 2000).

FISURA o **GRIETA** (*Fissure, Open crack or Crevice*). En el sentido de **open crack**, este término general tiene un significado especial en la paleosismología. Las fallas en depósitos pobremente o no consolidados con frecuencia van acompañadas de fisuras, huecos vacíos y *debris* de falla. Este relleno de la fisura puede ser material coluvial o aluvial caído desde un nivel estratigráfico superior o material licuado eyectado desde un nivel estratigráfico inferior que va ser extrudido en la superficie en forma de **volcanes de arena**. En ambos casos constituyen marcadores estratigráficos que pueden facilitar la identificación de **horizontes evento** y por eso son indicadores confiables de **paleosismos** en ambientes de fallas normales y transcurrentes. Las fisuras se forman en asociación con fallas o son la manifestación en superficie de fallas (McCalpin, 1996; Burbank y Anderson, 2001).

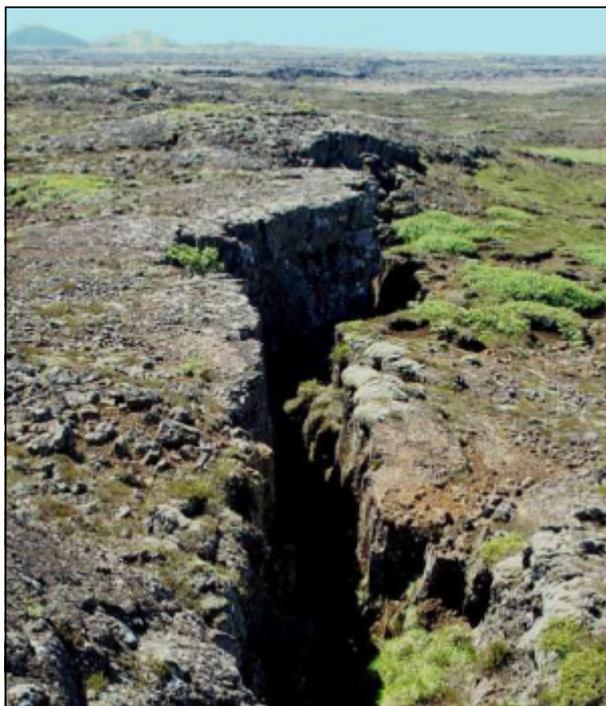


Fig. 10 Fisura (tomada de: <<http://www.icel-hs.eu.dodea.edu/Geolceland/Old%20Geolce%20Website/images/fissure%2001.jpg>>).

FLEXODESLIZANTE (*Flexural slip*) Sin.: **DESLIZAMIENTO POR FLEXURA** (Co). Se refiere al desplazamiento a lo largo de los contactos entre los estratos paralelos de un paquete de sedimentos plegados y reactivados por tectonismo activo de manera cósmica o asísmica mediante reptación. Estos desplazamientos pueden extenderse hacia arriba y aún a través de una cobertura

discordante de depósitos cuaternarios, y en la superficie manifestarse como pequeños escarpes de fallas flexodeslizantes.

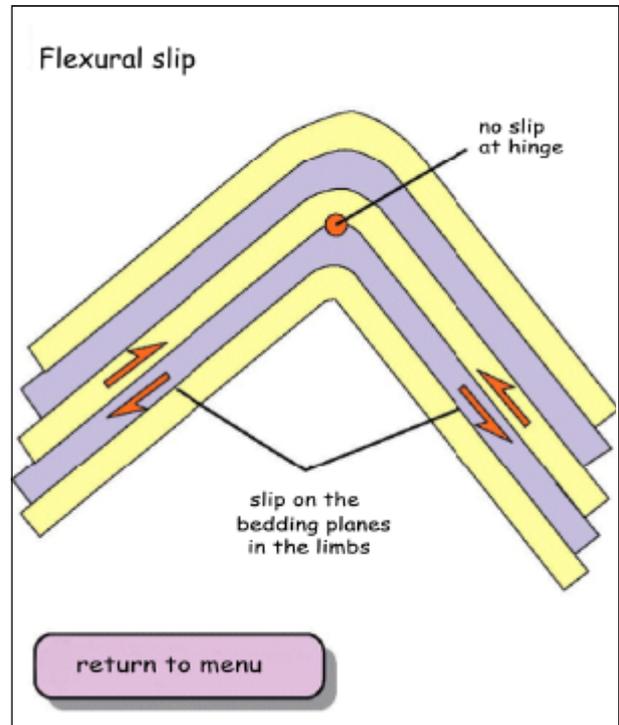


Fig. 11 Flexo-deslizante (tomada de <<http://earth.leeds.ac.uk/folds/mechanisms/how/flexsl.gif>>).

FOCO SÍSMICO o **HIPOCENTRO** (*Focus or Hypocenter*) 1) El lugar en la corteza terrestre donde comienza la ruptura de un sismo y desde el cual llega la primera onda P (Yeats et al., 1997).

2) Punto sobre el plano de la falla donde se origina la ruptura (punto de **nucleación de ruptura**) y en el que se genera el primer pulso de las ondas compresivas P registrado en los sismógrafos. Se define mediante las coordenadas de longitud y latitud y la profundidad focal (<<http://www.masterieg.uc.cl/docs/GlosarioIS.pdf>>).

FORESHOCK (PRECURSOR). 1) Un terremoto que precede inmediatamente al sismo principal de una serie y se origina dentro de la región del hipocentro. Comúnmente reconocido como tal solo después de la ocurrencia de un sismo principal (Yeats et al., 1997).

2) Cualquier terremoto seguido, dentro de un corto tiempo, por un sismo mayor con la misma localización. En el caso de un enjambre de sismos, esta terminología no se aplica (<<http://www.data.scec.org/glossary.html>>).

3) Pequeño terremoto que a veces ocurre en grupos o enjambres y precede a un terremoto principal (o a una erupción volcánica) (<<http://www.fcaglp.unlp.edu.ar/~nicolas/geoglos/letraf.shtml>>).

Para un significado algo diferente véase: **PRECURSOR** o **PREMONITOR**

FOSA OCEÁNICA o **TRINCHERA** (*Deep ocean trench*). Depresión batimétrica que indica la zona de subducción donde una placa oceánica subduce por debajo de una placa continental u oceánica y está marcada por una fosa estrecha, muy profunda y muy larga y arqueada, situada en el comienzo del arqueamiento de la placa en subducción.

FOSA TECTÓNICA o **GRABEN** (*Rift or Graben*). 1) Bloque cortical, generalmente más largo que ancho, que ha descendido en relación a bloques adyacentes a lo largo de fallas limitantes normales (Yeats et al., 1997).

2) Bloque alargado y hundido, limitado por fallas normales sobre los flancos más largos (<<http://earthquake.usgs.gov/regional/qfaults/glossary.php>>).

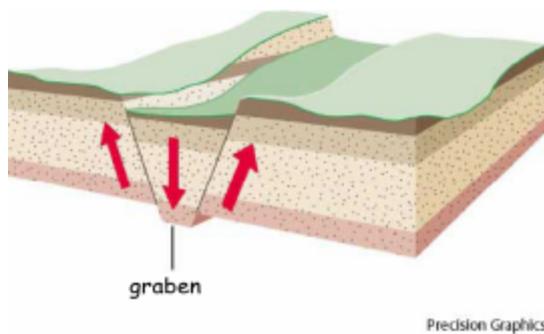


Fig. 12 Fosa tectónica o graben (tomada de <<http://www.yourdictionary.com/images/ahd/jpg/A4graben.jpg>>).

FRACTURA (*Fracture*). Término general que abarca cualquier rotura en la roca, que puede o no provocar un desplazamiento por una falla mecánica debido a esfuerzos que a la vez causan pérdida de cohesión. El término incluye grietas, diaclasas y fallas (Bates y Jackson, 1980).



Fig. 13 Fractura (tomada de <<http://media.tiscali.co.uk/images/feeds/hutchinson/ency/0002n012.jpg>>).

FRECUENCIA (*Frequency*). En sismología la frecuencia refiere al número de ondas sísmicas completas que pasan en un punto dado durante un determinado tiempo, generalmente 1 segundo. La unidad de medición es el hertz, 1 hertz = 1 ciclo por segundo (Allaby y Allaby, 1990). La corteza terrestre actúa como un filtro de las frecuencias altas, absorbiendo preferentemente las ondas de alta frecuencia. Resulta que a distancias mayores se tienden a registrar ondas con frecuencias más bajas (Brumbaugh, 1999).

FRENTE OROGÉNICO o **FRENTE MONTAÑOSO** (*Orogenic Front or Range front*). Franja que limita una cadena montañosa de su antepais. Generalmente está controlada por una falla o un sistema de fallas. Cuando esta falla se encuentra activa el frente está caracterizado por la presencia de un escarpe de falla, normalmente disectado, dando lugar a facetas triangulares y abanicos aluviales y, dentro de la cadena, a terrazas fluviales.

Cuando la cadena es larga, el sistema de falla controlador puede extenderse por centenares de kilómetros. Tal falla nunca rompe por toda su longitud, lo hace siempre por segmentos.

GEOCRONOLOGÍA (*Geochronology*). Véase también: **DATACIÓN** (*Dating*). Determinación de los intervalos de tiempo en una escala geológica, sea por métodos de datación absoluta o relativa (Allaby y Allaby, 1990).

GEOLOGÍA SÍSMICA o **GEOLOGÍA DE TERREMOTOS** (*Seismic geology or Earthquake geology*). 1) Esencialmente es lo mismo que **tectónica activa**, pero pone más énfasis en el estudio de la ocurrencia de terremotos desde una perspectiva geológica. De esta manera restaura un antiguo desequilibrio, cuando todo lo relacionado con terremotos y sismicidad era considerado el campo casi exclusivo de los sismólogos. El enfoque consiste en utilizar la información geológica acerca de los terremotos y el desplazamiento de fallas para la evaluación de la amenaza sísmica que pone en riesgo a la sociedad. Las disciplinas que constituyen el fundamento de la Geología sísmica son: Tectónica de placas, Geología estructural, Geomorfología, Geodesia, Geocronología, Geología del Cuaternario, Arqueología y Sismología (Yeats et al., 1997).

2) El estudio y la evaluación de las fallas para determinar su potencial de generación de terremotos es de gran importancia y se ha extendido fuertemente durante las últimas décadas. La **geología sísmica** o **geología de terremotos**, una disciplina joven de las geociencias, se ha presentado promisoría (Bollinger, 1985). Los practicantes con experiencia en la geología de campo, particularmente la geología relacionada a la **paleosismología**, tienen o deben tener un buen entendimiento y conocimiento de la sismología. Al igual que el sismólogo que aumenta la utilidad de su trabajo mediante la comprensión de las necesidades de los ingenieros, los sismogeólogos reconocen la necesidad de relacionar sus investigaciones a aquellos parámetros requeridos

por los sismólogos y otros analistas de diferentes disciplinas dedicados a la evaluación de la amenaza sísmica (Reiter, 1991).

GEOMORFOLOGÍA ESTRUCTURAL (*Structural geomorphology*). Describe las geoformas estructurales que son el resultado de la influencia pasiva de las estructuras tectónicas en el paisaje actual. La disposición estática (la arquitectura) de las estructuras tectónicas que ya no experimentan modificaciones (definido como **tectostasis** por Tricart, 1974) es esculpida por procesos subaéreos destructivos de degradación y erosión generados por fuerzas **exógenas** dominantes. Implica un fuerte control litológico. Este control pasivo de la estructura tectónica contrasta notablemente con la influencia morfogenética dominante de los procesos tectónicos activos sobre el paisaje actual, que constituye el campo de la **geomorfología tectónica**.

GEOMORFOLOGÍA TECTÓNICA, MORFOTECTÓNICA o MORFONEOTECTÓNICA (*Tectonic geomorphology, Morphotectonics or Morphoneotectonics*) Estudio de las formas de relieve que son el resultado de procesos tectónicos activos (Yeats et al., 1997). Se trata de la influencia morfogenética directa de **procesos tectónicos activos** sobre el paisaje actual (definida como **tectodinámica** por Tricart, 1974). Procesos activos tectónicos generados por fuerzas **endógenas** interactúan simultáneamente con los procesos subaéreos destructivos de degradación y erosión generado por fuerzas **exógenas** y establecen un **equilibrio dinámico**. **Morfotectónica** es el término utilizado por geocientíficos europeos quienes con frecuencia también usan el término **morfoneotectónica**.

Con respecto a la distinción entre los dos conceptos de geomorfología estructural y geomorfología tectónica, el Dr. A. Singer de FUNVISIS (Venezuela), presenta las siguientes observaciones interesantes:

A mi conocimiento y tal como lo establece Tricart (1968, Précis de Geomorphologie structurale, Paris) la geomorfología estructural resulta de la toma en consideración, entre otras variables, de los aspectos complementarios de la tectónica, formalmente separadas por Tricart en aspectos estáticos_o disposición de las capas (tectoestática) y aspectos dinámicos o deformaciones responsables de esta disposición (tectodinámica) en el desarrollo de las llamadas formas estructurales, en cualquier momento de la historia del planeta y en particular en los tiempos actuales. Como reza Tricart, «Tectoestática y tectodinámica» desembocan directamente en la estructura actual (p. 14), junto con la litología... La distinción entre los aspectos estáticos y dinámicos de la tectónica, en un momento dado de la historia del globo, y principalmente en el tiempo actual, aporta un orden indispensable en las nociones de geomorfología estructural» (p. 13).

En consecuencia, no se justifica el clivaje indicado entre geomorfología estructural y geomorfología tectónica.

El término morfotectónica utilizado como equivalente del vocablo geomorfología tectónica también es ambiguo, y resulta de una apropiación por los neotectonistas europeos de un término cuyo sentido original no corresponde con la definición restrictiva acordada al mismo por los referidos neotectonistas. Para ser exactos, deberían utilizar el término **«geomorfología neotectónica»** o **«morfoneotectónica»** para evitar confusiones con «morfotectónica».

En su acepción original el término **«morfotectónica»** acuñado por el geólogo francés Lutaud en los años 1924 en Provenza (Alpes del sur de Francia) se refiere a la generación de formas estructurales polifásicas como resultado de la superposición en las mismas, de fases de plegamiento y/o fallamiento sucesivas, intercaladas con fases de erosión (por aplanamiento, por erosión diferencial, etc.), aprovechadas por las deformaciones tectónicas posteriores, de donde por ejemplo la noción de cabalgamientos erosivos (erosion thrust) de Bailly Willis (1893) o Sherbon Hills, (1963) **«cabalgamientos epiglípticos»** como los llaman hoy. En efecto, el término «morfotectónica» es equivalente de lo que se llama **«tectónica en seco»** o **«tectónica epirogenética»** (Aubouin, 1965; Gidon, 1987, p. 156-158).

Es interesante también lo que dice Aubouin sobre el mismo tema: «Por otro lado, no se podrían considerar las relaciones de la tectónica y la morfología únicamente en función de accidentes tectónicos preexistentes a la evolución, lo cual es el dominio propio de la **geomorfología estructural**. En determinados casos de cordilleras realizadas «en seco» (se refiere a la interacción contemporánea de tectonismo activo y una morfología preexistente, operando en una zona continental emergida), evidentemente la morfología y la deformación tectónica van a la par, de manera que la deformación tectónica puede estar condicionada por morfologías preexistentes; estas relaciones constituyen el dominio de la **morfotectónica**, es decir el conjunto de interacciones entre la morfología y la tectónica. Encontramos de nuevo, bajo otra forma, la importancia de la morfología para el tectónico» (Aubouin et al., 1980).

A esta discusión se puede agregar las siguientes consideraciones: En Suramérica el campo de las subdisciplinas novedosas de la neotectónica y la paleosismología tienen una fuerte orientación hacia la práctica y la literatura anglosajona con los textos de McCalpin, Yeats et al., Burbank y Anderson, Keller y Pinter como principales obras de referencia. Mediante esta relación el uso de los términos **geomorfología estructural** y **geomorfología tectónica** está bien establecido y generalmente aceptado. No es recomendable cambiar esta situación. Sin embargo hay caso para

una aplicación general del término **morfoneotectónica** tal como está indicado en el texto arriba. Lo que sí surge de la discusión es que en el campo de la neotectónica es de suma importancia entender la continua interacción de los procesos **endógenos** y **exógenos**, es decir la simultaneidad de los procesos tectónicos, geomorfológicos, sedimentarios y morfoclimáticos, tanto del presente como del pasado, que todos convergen en la configuración del paisaje presente. Explica la dificultad de hacer claras distinciones en las demarcaciones de las respectivas subdisciplinas que se dedican al tema.

GEORADAR (*Ground-penetrating radar GPR*). 1) Emisión de pulsos cortos de energía electromagnética en radiofrecuencia y desde una antena, que son dirigidos a la superficie de la tierra. La energía pasa a través de la tierra y se refleja, tras lo cual es recibida por la antena de recepción. Una computadora procesa la señal reflejada, mide la fuerza y el tiempo entre la emisión y la recepción y produce una representación visual de la superficie (<http://www.lbl.gov/NABIR/fieldresearch/frc/ea/ea_12_0.html>).

2) El GPR produce imágenes subsuperficiales a través de la emisión de energía (de baja longitud de onda) electromagnética de frecuencia de radio, transmitida desde una antena. Mediante procesos informáticos las señales son reflejadas, y son medidos sus potencias y el tiempo transcurrido entre la emisión y la recepción. Finalmente esto representa visualmente la subsuperficie del terreno.

La penetración es de 10 o 20 m de profundidad y su uso en la neotectónica es para definir mejor la posición de una falla con muy poca o ninguna expresión en la superficie. De esta manera puede ayudar en una selección más precisa del sitio (*site selection*) para la planificación de una excavación de trinchera paleosismológica.

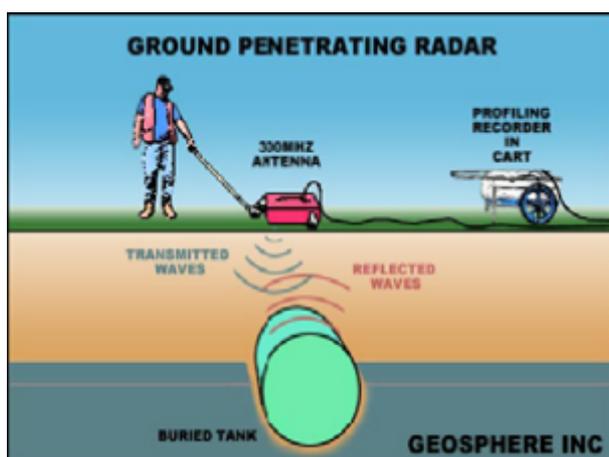


Fig. 14 Georadar (tomada de <http://www.geosphereinc.com/media/img_gpr_gpradar_gpr-operation.jpg>).

GOTERA TECTÓNICA (*Tectonic gutter*) Drenaje alargado que corre paralelo al escarpe de flexura más externo de un cinturón de plegamiento y cabalgamiento activo en el piedemonte de un frente montañoso. El drenaje en este ambiente normalmente escurre aguas abajo en dirección al antepaís, perpendicular al frente montañoso. Este comportamiento anómalo del drenaje mediante el gotero se explica por el efecto de carga tectónica causada por cabalgamiento que produce una leve depresión paralela al frente montañoso.

GRIETA DE TENSION (*Tension gash*). 1) Una discreta fractura en la roca, comúnmente con forma de lente, que se forma y se propaga perpendicular a la dirección de extensión máxima (Allaby y Allaby, 1990).

2) Una fractura de tensión corta, a lo largo de la cual los lados se han separado. Las grietas de tensión pueden estar abiertas o rellenas y comúnmente muestran un patrón escalonado. Pueden tener una orientación diagonal en zonas de falla (Bates y Jackson, 1980).

GUTENBERG- RICHTER. Véase: **RELACIÓN GUTENBERG- RICHTER**

HIPOCENTRO (*Hypocenter*). Véase: **FOCO SÍSMICO**

HOLOCENO (*Holocene*) Es la época geológica más reciente; desde hace aproximadamente 10 000 años hasta el presente, cuando terminó la última glaciación del Pleistoceno. El Holoceno es la última época del periodo Cuaternario. Sin embargo, como es generalmente aceptado que el presente periodo caliente es parte de un ciclo climático de más larga duración y es comparable con otros episodios similares de calor durante el Cuaternario, estos últimos 10 000 años pueden ser tomados como parte de la época pleistocena y se puede considerar que el Pleistoceno se extiende hasta el día de hoy (Lowe y Walker, 1984).

HORIZONTE DE EVENTO (*Event horizon*). 1) Es la superficie del terreno cuando ocurre un paleosismo (McCalpin, 1996).

2) Plano de estratificación dentro de la serie estratigráfica que representa la superficie terrestre al momento de un evento paleosísmico (Yeats et al., 1997).

HORST (*Horst*)

1) Un bloque levantado, alargado, limitado por las fallas en su lado más largo (Bates y Jackson, 1980).

2) Un bloque, generalmente con una superficie plana, bien marcado por fallas, que resalta por: movimiento diferencial, hundimiento de la corteza en ambos lados de un par de fallas, o levantamiento de su masa rocosa dentro de estas dos fallas (Monkhouse y Small,

1978). Constituyen geoformas típicamente asociadas con **rifts** o **grabens**, y cuando en este ambiente se les encuentra en abundancia, se les denomina como **estructura de horsts y grabens**.

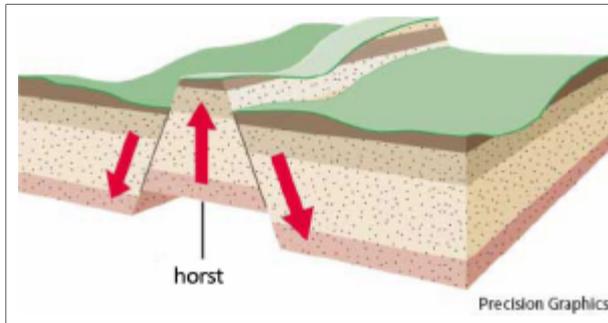


Fig. 15 Horst (tomada de <<http://www.yourdictionary.com/images/ahd/jpg/A4horst.jpg>>).

HUELLA DE TOPO. Véase: **MOLE TRACK.**

INTENSIDAD y ESCALA DE INTENSIDAD. (*Intensity and Intensity scale*). 1) Una medida de los efectos producidos en un lugar particular por el sacudimiento durante un terremoto. No debe ser confundida con **magnitud** (<<http://www.data.scec.org/glossary.html>>).

2) Es la fuerza con que se percibe un sismo en un punto de la superficie de la Tierra. Su medición se basa en los efectos producidos por el sismo en edificaciones y en el terreno. Para ello se han diseñado escalas cualitativas; la primera de estas escalas fue la de Rossi-Forel (1883), que clasifica los daños producidos por un sismo en 10 grados de intensidad. Posteriormente, en 1902, los defectos de esta escala fueron corregidos por G. Mercalli, en la escala que lleva su nombre. Una modificación de esta escala hecha en 1931 por H. O. Wood y F. Neuman dio origen a la escala actualmente en uso en los Estados Unidos y otros países, inclusive en Chile, y que se denomina **Escala de Mercalli Modificada (MM)**. Esta escala tiene 12 grados, y emplea los números romanos del I al XII. Cada grado lleva una descripción de los efectos a los que corresponde (Bolt, 1993).

Para muchas áreas en el mundo, los datos sobre intensidades proveen la oportunidad de incrementar la información disponible para evaluar la amenaza sísmica. En áreas donde terremotos dañinos suceden con menos frecuencia, los datos instrumentales son generalmente insuficientes para llegar a conclusiones sobre la amenaza. En estos casos los datos de intensidades obtenidos en el periodo preinstrumental pueden proveer información adicional muy valiosa sobre la ocurrencia de grandes terremotos dañinos.

La Subcomisión de Paleosismicidad del **INQUA** ha desarrollado una nueva escala macrosísmica de intensidad que está basada principalmente en los efectos ambientales. Tradicionalmente en la sismicidad histórica las intensidades se basaron principalmente en los daños en las construcciones y viviendas y los efectos que tenían sobre la población. Los relatos históricos contienen muy poca información sobre los efectos en el paisaje. La nueva escala del INQUA intenta poner más énfasis en el registro de los efectos **fuera de falla (off fault)** como las grietas en superficie, licuación, remoción en masa, cambios en el nivel y composición de las aguas subterráneas, tumba de árboles, etc. Se puede obtener información sobre ella en la red: <http://www.apat.gov.it/site/en-GB/Projects/INQUA_Scale>.

INTERVALO DE RECURRENCIA. Véase: **PERIODO DE RETORNO**

ISOSISTAS (*Isoseisms or Isoseismal lines*). Líneas de contorno que conectan puntos de igual intensidad de un sismo dado. Los mapas de isosistas consisten de contornos cerrados alrededor del epicentro de un sismo basados en la escala de intensidad de Mercalli y sirven para aproximar el sitio epicentral. Los mapas de isosistas son de gran valor en estudios de terremotos preinstrumentales como los sismos históricos, y hasta cierto punto sismos registrados en estudios arqueológicos y aún paleosismos en casos de traslape con eventos históricos. Los contornos internos del mapa de isosistas indican la zona de mayor daño y se conoce como la **zona meizosísmica (meizoseismal zone)**.

LABIO LEVANTADO (*Hanging wall*). Véase: **BLOQUE COLGANTE (Co)**

LAGUNA DE FALLA o **LAGUNA DE HUNDIMIENTO** (*Sag pond*). Pequeño cuerpo de agua (estanque, charca) que ocupa una depresión cerrada formada cuando el movimiento de fallas recientes causó el hundimiento de una cuña de terreno o generó una pequeña **cuenca de tracción (pull-apart basin)** a lo largo de una falla de rumbo. Son típicamente asociados con fallas de desplazamiento de rumbo pero también ocurren en grabens de fallas normales. Son cuencas donde pueden acumularse secuencias continuas de sedimentos finos asociados con materiales orgánicos datables y por eso constituyen sitios idóneos para realizar estudios paleosismológicos en trincheras excavadas. Hay que tomar en cuenta que las trincheras excavadas en lugares de lagunas de falla contienen un nivel freático elevado que puede dificultar la excavación y el levantamiento posterior.

El término anglosajón **fault pond** es más general y refiere a un cuerpo de agua que se forma por el hundimiento local del terreno producto del desplazamiento de la falla, indistinto del régimen

tectónico imperante, o por el represamiento introducido por el desplazamiento de la falla.

LICUACIÓN o **LICUEFACCIÓN** (*Liquefaction*). La transformación de un sedimento en estado granular sólido al estado líquido como resultado del aumento en la presión del agua intergranular (de los poros). La causa puede ser el sacudimiento (cíclico) del sedimento por ondas sísmicas. El sedimento así licuado puede ser expulsado

hacia arriba rompiendo en su transcurso los sedimentos suprayacentes, resultando en la extrusión en superficie y la formación de volcanes de arena (*sand blows* o *sand volcanoes*). En profundidad la evidencia tiene forma de diques de arena donde el conducto del volcán de arena corta los sedimentos (Montes y Sandobal, 2001). Estos conductos pueden ser fisuras o las madrigueras preexistentes de animales (Audemard y de Santis, 1991).

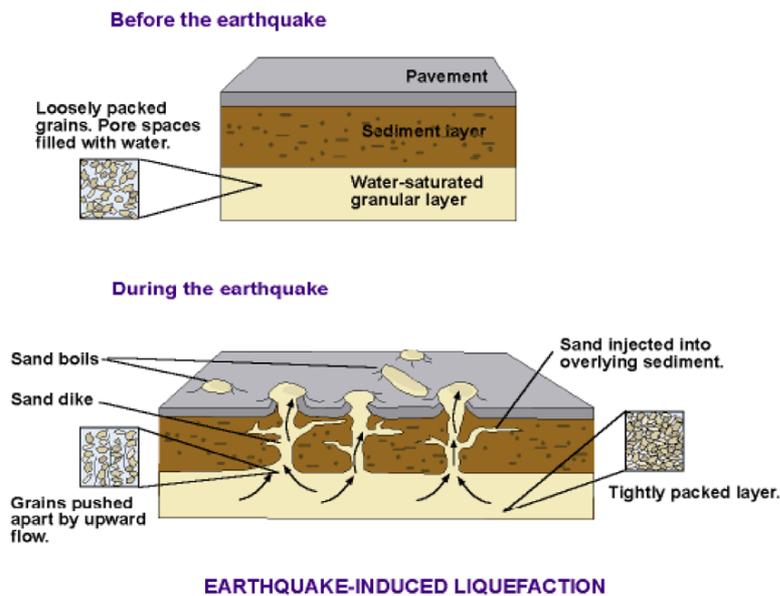


Fig. 16 Licuefacción (tomada de <http://wapi.isu.edu/envgeo/EG5_earthqks/images/liquefaction.gif>).

LÍNEA DE SURGENCIA (*Linear spring*). Sin.: **MANANTIAL**. Por la fracturación introducida por las fallas, el agua subterránea tiende a drenar hacia la superficie, alineándose a lo largo de la falla o zona de falla. Implica que la presencia de una línea de surgencia puede indicar actividad en una falla.

LINEAMIENTO (*Lineament*) Una característica fisiográfica lineal del terreno, que consiste generalmente de una alineación de elementos topográficos, morfológicos, hidrográficos, vegetales u de otra índole, que pueden reflejar control por la geología subyacente, en particular la presencia de fallas. Los lineamientos se ven y analizan mejor en fotos aéreas, imágenes satelitales, modelos digitales del terreno (*DTM*) y plataformas aeroportadas. La visibilidad se logra por la integración visual de sus elementos fisiográficos y esto depende de la escala de la imagen, pues a menor escala, mayor número de elementos serán integrados. Un lineamiento en una escala no necesariamente se detecta como lineamiento en otra escala (generalmente mayor). Un lineamiento sigue siendo un lineamiento hasta que haya suficientes indicios para definirlo como una falla. El mapeo y su interpretación con ayuda de imágenes es muy individual y subjetivo, y conlleva el

peligro de mala interpretación o de sobreinterpretación. Sin embargo, tampoco estos lineamientos pueden ser ignorados ya que son una importante fuente potencial de información. Siempre hay que buscar los criterios para su verificación. Todos los lineamientos visibles en imágenes son la suma de todos los episodios de deformación y en muchos casos no es posible diferenciar lineamientos que representen a fallas activas de aquellos que representan fallas antiguas desactivadas.

LINEACIÓN (*Lineation*). Es un término de la petrografía que con frecuencia se usa erróneamente para referir a un **lineamiento**. Su uso debe ser evitado.

LINEAR (*Linear*). Se utiliza equivocadamente como sinónimo de **lineamiento**.

LOGGING. Véase: **SONDEO**

LOMO DE OBTURACIÓN (*Co, Ve*) (*Shutteridge*). Sin.: **CRESTA DE OBTURACIÓN** (Ar). 1) Una cresta o interfluvio desplazado lateralmente por movimiento lateral de una falla de rumbo activa que resulta en un bloqueo parcial o total de corrientes de agua con

orientación más o menos perpendicular a la falla. El desarrollo de los lomos de obturación muestra en ocasiones la actuación de dos fallas paralelas próximas entre sí (Montes y Sandobal, 2001).

2) Es una loma que ha sido desplazada lateral, vertical u oblicuamente por una falla activa, bloqueando y/o desviando el drenaje. Un lomo de obturación crea generalmente un valle en correspondencia con el rumbo de la falla que lo produjo y puede dar lugar a un lago o charca (**laguna de falla**) o la acumulación de un aluvión (<<http://www.answers.com/shutter%20ridge>>).

3) Lomo formado por desplazamiento vertical, lateral u oblicuo de una falla activa que cruza un área de topografía de crestas y valles, con la parte desplazada del lomo cerrando el valle (<<http://earthquake.usgs.gov/regional/qafaults/glossary.php#S>>). Hay casos en los cuales un lomo de presión o lomo de falla puede al mismo tiempo funcionar como un lomo de obturación.

LOMO EN GANCHO o **GANCHO** (*L-shaped spur*) (Co., Ve)

Es un caso especial de lomo de obturación, probablemente el resultado del desplazamiento lateral de un espolón o cresta por fallamiento transcurrente simultáneo a la incisión del canal de drenaje, que progresa con igual velocidad que el desplazamiento de la falla. De esta manera el drenaje va modificando el lomo de obturación sin desconectarlo del espolón y sin bloqueo del valle, que seguirá un curso desviado.

LOMO LINEAL o **LOMO DE FALLA** (*Linear ridge or Linear fault ridge*)

Lomo alargado y paralelo al rumbo de una falla transcurrente, frecuentemente sobre la traza de la falla. Se forma por procesos de transpresión que llevan a la expulsión de una cuña del terreno (roca o sedimentos). En vista lateral su perfil alargado y curvo ha provocado la denominación **whale back** o **lomo de ballena**. Ocasionalmente puede generar represamiento de la escorrentía y formar lagunas o cuerpos de agua, actuando como **lomo de obturación**. El lomo puede ser atravesado por fallas con divergencia hacia arriba en forma de **estructura en flor positiva** (**positive flower structure**).

LOMO DE PRESIÓN (Co, Ve) (*Pressure ridge*). Sin.: **CRESTA DE PRESIÓN** (Ar). 1) Lomo o abombamiento de la superficie del terreno acompañada por plegamiento y fallamiento inverso que ocurre en una curva restrictiva y compresiva del plano de una falla de rumbo, constituyendo una zona de «**transpresión**» (Montes y Sandobal, 2001).

2) Relieve positivo y generalmente alargado que se forma en escalones transpresivos o curvaturas transpresivas de fallas transcurrentes. Corresponde frecuentemente a la estructura **pop-up** o **push-up**. Cuando esta estructura se forma entre fallas o

fracturas *Riedels* y son de tamaño pequeño, recibe el nombre de **mole track**. Véase también: **MOLE TRACK** o **HUELLA DE TOPO**.

MAGNITUD SISMICA (M) (*Eartquake magnitude*). La medida del tamaño de un terremoto o de la energía disipada en el foco en forma de ondas elásticas producidas por el sismo y que se puede determinar por medio de los registros obtenidos por sismógrafos. La creación de la escala de magnitud está ligada al nombre de Charles F. Richter, y sus investigaciones con los sismos locales de California. Richter trató de correlacionar las amplitudes máximas de las ondas sísmicas registradas por los instrumentos, con el tamaño de los sismos que la producían. Como la energía transmitida por una onda es proporcional al cuadrado de la amplitud, la magnitud representará de alguna manera una medida de la energía liberada por el sismo. Véase también: **ESCALA DE MAGNITUD**.

La magnitud de un terremoto no es una cantidad física sino mas bien un valor asignado según reglas empíricas establecidas. La energía que mueve las ondas sísmicas representa típicamente solo un porcentaje menor de toda la energía generada en un terremoto, ya que la mayor parte es necesaria para mover la corteza a lo largo de la falla (Hough, 2002). Hoy en día los observatorios sismológicos hacen uso de tres escalas de magnitud: **Ms (magnitud de ondas superficiales)**, **mb (magnitud de ondas de cuerpo)** y **Mw (magnitud momento)**, mientras que en el ambiente mediático y del público en general sigue siendo común referirse a la escala de Richter (**ML**).

MAGNITUD DE ONDAS DE CUERPO (mb) (*Body-wave magnitude*). Determina la magnitud de un terremoto con base en el tamaño de las ondas **P**. De las ondas sísmicas que atraviesan la tierra se distinguen las ondas primarias o longitudinales (**ondas P**) y las ondas secundarias o transversales (**ondas S**). Las ondas S viajan a velocidades menores que las ondas P. Ambas se llaman **ondas de cuerpo** (*body waves*) ya que atraviesan la tierra, mientras que un tercer tipo de ondas pasa solo por la superficie de la tierra y se conocen como **ondas de superficie** (*surface waves*), divididas en **ondas Love** (*Love waves*) y **ondas Rayleigh** (*Rayleigh waves*). Las últimas pueden atravesar cuerpos de agua, al igual que las ondas P (Yeats et al., 1997).

Todos los registros de terremotos comienzan con las ondas P que pueden ser leídas sin equivocación y es por eso que el uso de las ondas P da una ventaja a la escala **mb** ya que puede asignar un valor a cualquier terremoto, sea profundo o somero, muy distante o cercano (Bolt, 1993).

MAGNITUD LOCAL o **MAGNITUD RICHTER (ML)** (*Local magnitude or Richter magnitude*). Una medida de la energía liberada por un terremoto. Fue definida por Charles Richter como el logaritmo base -10 de la amplitud, en micrones, de la desviación

más grande del rastro observado en un sismógrafo estándar de torsión a una distancia de 100 kilómetros del epicentro (<<http://www.data.scec.org/glossary.html>>). A pesar de que en los años recientes la costumbre en los observatorios sísmicos ha sido concentrarse en el uso de tres escalas novedosas, denotadas **Ms**, **mb** y **Mw**, la magnitud Richter sigue siendo popular entre las agencias de noticias y el público en general (Bolt, 1993). Véase también: **MAGNITUD SÍSMICA (M)**.

MAGNITUD DE MOMENTO (Mw) (*Moment magnitude*). El momento sísmico de un terremoto, convertido a una escala de magnitud que equivale aproximadamente a la escala de la magnitud de Richter original. Sin embargo, puesto que no se basa en las mismas medidas que las magnitudes de Richter (ondas locales o de superficie), las diversas magnitudes no siempre concuerdan, particularmente para los temblores muy grandes. Como la magnitud momento se relaciona directamente con la energía liberada por un terremoto, se ha convertido en el estándar de la sismología moderna (<http://www.data.scec.org/glossary.html>).

La ventaja del momento sísmico sobre las amplitudes de ondas de cuerpo u ondas de superficie que se usan en otras mediciones de magnitud es que está relacionado con el tamaño de la fuente sísmica, y que sus variables se pueden medir en el campo (Reiter, 1990). Debido a que el momento sísmico constituye una medida de la energía de deformación liberada desde toda la superficie de la ruptura, una escala basada en el momento sísmico describe con mayor precisión el tamaño de los grandes terremotos (Yeats et al., 1997). Kanamori (1977) y Hanks y Kanamori (1979) han desarrollado la **escala de magnitud momento** que es consistente con las otras escalas de magnitud para un amplio rango de magnitudes. Sin embargo las otras escalas tienen la desventaja de que tienden a saturarse, o dejan de aumentar, con el incremento en el tamaño de los sismos (Reiter, 1990). La escala de magnitud momento otorga mayor sentido físico a las mediciones, en especial para los terremotos más fuertes. Tanto el terremoto de San Francisco de 1906 como el terremoto de Chile de 1960 tenían magnitudes de ondas sísmicas de 8,3, pero en la escala de magnitud momento el terremoto de San Francisco fue reducido a 7,9 y el de Chile elevado a 9,5 (Bolt, 1993). Véase también: **MOMENTO SÍSMICO**.

MAGNITUD DE ONDAS SUPERFICIALES (Ms) (*Surface-wave magnitude*). Magnitud determinada a distancias telesísmicas usando el logaritmo de la amplitud de ondas de superficie de 20 segundos de periodo, generada por un terremoto (Bates y Jackson, 1980), (<http://www.data.scec.org/glossary.html>). Considerando que la escala de Richter fue diseñada solo para terremotos locales, la escala **Ms** se aplica a los terremotos a grandes distancias de las estaciones receptoras. Sin embargo, la escala **Ms** no puede ser

aplicada a sismos profundos ya que estos no producen grandes ondas de superficie (Bolt, 1993).

MAPA DE ISOSISTAS (*Isoseismal map*). Mapa que demuestra la distribución de la intensidad sobre una región para un terremoto dado, usando líneas isosísmicas que conectan puntos de igual intensidad. La parte central de este mapa dentro de los contornos con los números más altos, es la zona de mayor daño y se denomina **zona meizosísmica** (*meizoseismal zone*) (<<http://www.data.scec.org/glossary>>). Véase también: **ISOSISTAS**.

MARCADOR GEOMORFOLÓGICO (*Geomorphic marker*). Sin.: **PALEODATUM**. En la aplicación de la geomorfología tectónica, el geocientífico se ocupa con frecuencia del desplazamiento o la deformación de los **marcadores geomorfológicos**. Estos son rasgos o superficies geomórficas identificables que pueden proveer un marco de referencia contra el cual se puede realizar la medición o cuantificación de deformaciones y desplazamientos diferenciales o absolutos. Los mejores marcadores deben ser geoformas, superficies o rasgos lineales de fácil identificación y delimitación que deben tener tres características esenciales: 1) geometría inicial y predeformacional conocida; 2) edad conocida; y 3) alto potencial de preservación con respecto a la escala temporal de los procesos tectónicos estudiados. Estos marcadores pueden ser tanto planares como lineales, de origen geomorfológico o antrópico. Ejemplos de marcadores planos son superficies tales como terrazas marinas o fluviales, abanicos aluviales, playas y flujos de lava, etc. Ejemplos de marcadores lineales son cauces de ríos y sus valles, crestas, morrenas glaciales; y marcadores antrópicos son caminos, cercas, líneas telefónicas, incluso huellas de vehículos, etc. Es evidente que el potencial de preservación de estos últimos puede ser muy limitado. Los marcadores geomorfológicos juegan un papel importante en la identificación de **puntos de referencia** o **marcadores lineales despazados** (*piercing points*) que registran los desplazamientos a través de las fallas, en particular fallas de rumbo (Burbank y Anderson, 2001).

MARCADOR LINEAL DESPLAZADO (*Piercing points*). Dos puntos en lados opuestos de una falla, que antes del desplazamiento de la estructura fueron parte del mismo rasgo lineal (marcador geomorfológico lineal). Son utilizados para medir el rechazo a lo largo de la falla, en particular una falla de rumbo (Yeats et al., 1997).

MECANISMO FOCAL (*Focal mechanism or Fault-plane solution*). 1) Determinación de la orientación de un plano de falla y la dirección de su desplazamiento tomado de un análisis del sentido del primer movimiento de las ondas **P** y/o la amplitud de las ondas **P**, **S** y de **superficie**. La solución también da la orientación de los principales ejes de compresión y tensión. Sin.: **análisis del vector del deslizamiento** (Bates y Jackson, 1980).

2) La dirección y el sentido del desplazamiento en un plano de falla, en el punto de origen (hipocentro) de un terremoto, según lo deducido de las primeras ondas sísmicas que llegan a las varias localizaciones; a menudo, son ploteados en el hemisferio inferior de una red estereográfica de igual área, y luego proyectado y dibujado en mapas con un *beachball* como símbolo: las áreas negras denotan la compresión; las áreas blancas denotan la dilatación. El plano de la falla que se movió es paralelo a uno de los dos planos nodales que dividen el hemisferio en cuatro cuadrantes. Uno de los dos planos nodales representa la falla y el otro, perpendicular al primero, es el plano auxiliar. La elección entre los dos se basa en la información de los mapas geológicos (<<http://www.data.scec.org/glossary.html>>).

Es fundamental en el análisis de los mecanismos focales el ploteo de las primeras llegadas de las ondas P. El movimiento del suelo en superficie producido por estas llegadas iniciales de las ondas P se conoce como el **movimiento temprano** (*first motion*). Estos movimientos son compresivos (movimiento hacia arriba) o expansivos (movimiento hacia abajo), porque la roca sufre compresión en la dirección del movimiento en ambos lados de una falla. Cuando se proyecta sobre un mapa, estos movimientos pueden ser separados en cuadrantes mediante dos líneas perpendiculares (ortogonales) que dan como resultado dos cuadrantes opuestos en compresión y dos cuadrantes opuestos en dilatación. En vez de dibujar esto sobre un mapa, se suele plotearlo sobre una red estereográfica. Al hacerlo, primero hay que construir una esfera hipotética alrededor del hipocentro del terremoto, que se llama **esfera focal**. Los movimientos tempranos se plotean sobre el hemisferio inferior de esta esfera focal: los cuadrantes del ploteo en el mapa aparecerán en el hemisferio inferior como dos planos nodales que pasan por el centro de la esfera; uno de estos representa la falla y el otro es el plano auxiliar. La solución del plano de falla permite el análisis del fallamiento en terremotos que son inaccesibles a una inspección real, por ser demasiado profundos o remotos, o por no llegar a romper la superficie. La solución del plano de falla es una herramienta muy poderosa y de uso universal para el análisis de terremotos pero tiene sus limitaciones. No brinda información sobre la velocidad, la longitud, o el área de ruptura de la falla. Esto se explica porque los primeros movimientos vienen de una región muy restringida de la superficie de una falla, el hipocentro, y representan solo el momento de inicio de la ruptura. Los detalles del resto del proceso de ruptura quedan oscurecidos en la multitud de ondas del resto de la señal sísmica. Afortunadamente el aumento en la capacidad de los computadores ha hecho posible el desarrollo de nuevos métodos de **modelado de la fuente sísmica** que hoy en día se aplican a grandes sismos ($M_w \geq 6.0$). Esta técnica permite la resolución detallada de la velocidad y la dirección de ruptura, el momento sísmico, la orientación de la falla, las dimensiones y complejidades

de la ruptura, así como la presencia de eventos múltiples (Brumbaugh, 1999).

MEGATHRUST o **MEGACABALGAMIENTO** (*Megathrust*). La falla principal en una zona de subducción es el **megathrust**, la falla de cabalgamiento que marca el contacto entre las dos placas y que acomoda el movimiento relativo entre ambas (McCalpin, 1996). El ángulo de subducción de los *megathrusts* es bajo y la zona de subducción en el lado interior de la fosa está caracterizada por la presencia de un prisma de acreción.

Allí donde la subducción es somera y la placa subduciente es joven, hay mayor acoplamiento entre las dos placas sobre una superficie muy grande; como consecuencia, se generan los terremotos de mayor magnitud conocida: los **terremotos de megathrust**. Se denominan así a los terremotos con magnitud momento que pueden exceder a 9,0, como los sismos en Chile del 1960 y en Alaska en 1964-1965. Acompañando estos terremotos hay extensas zonas de levantamiento o hundimiento a lo largo de la costa (Yeats et al., 1997).

MICROZONA SÍSMICA (*Seismic microzone*). Área generalmente pequeña en la cual los requisitos de diseño sismoresistente de obras de ingeniería son uniformes. Dentro de las microzonas se definen valores relativos de amplificación del movimiento del terreno debido a las condiciones locales del suelo, sin que se especifiquen los valores absolutos del movimiento sísmico o de la amenaza sísmica (Ingeominas, 1995).

MICROZONIFICACIÓN SÍSMICA (*Seismic micro-zonation*). Proceso mediante el cual se afinan las zonificaciones sismorresistentes oficiales y de carácter regional de un determinado país, a nivel de ciudades o de obras de infraestructura de carácter vital (diques, etc.) de acuerdo a la importancia de los efectos locales esperados.

Esta zonificación se lleva a cabo tomando en cuenta los efectos de amplificación del movimiento fuerte causado por la geología y la topografía, así como la estabilidad del terreno y el potencial de licuación del suelo. Por otro lado, la microzonificación es el proceso de identificar características locales referentes a la geología, la sismología, la hidrología y la geotecnia de una región específica con el fin de tenerlas en cuenta dentro de la planificación del uso de la tierra y en los requisitos de diseño de las obras de ingeniería, y así reducir el peligro en términos de vidas humanas y daño a los bienes que implica la ocurrencia de un sismo (Ingeominas, 1995).

MOLE TRACK o **HUELLA DE TOPO** (*Mole track*). Pequeño montículo (30-60 cm de altura) de baja preservación geológica, formado por el levantamiento cosísmico y la fracturación del suelo a lo largo de una falla de rumbo en terrenos aluviales. Se parece a la huella de un topo gigantesco o una línea de tierra disturbada

por un gran arado y por esta similitud los campesinos japoneses usaron esta descripción en el gran terremoto de Nobi del año 1891 (Bates y Jackson, 1980).

Los **mole tracks** son pequeños lomos de presión, formados en las zonas de solape de una serie de cizallas Riedel sintéticas. Se forman con frecuencia durante sismos de magnitud $M_e \geq 6,5$ y son el objeto de estudio detallado durante levantamientos posteriores a los sismos. Es un ejemplo de un estudio **sismotectónico**, en el cual se relacionan directamente las deformaciones en superficie con los registros sismológicos instrumentales. Esto provee casos de **análogos modernos** (*modern analogs*) que son de gran valor en estudios paleosismológicos.

MOMENTO SÍSMICO (M_0) (*Seismic moment*). Medida de la fuerza de un terremoto igual al producto de la fuerza y el brazo de momento del sistema de doble-cupla de fuerzas que produce las dislocaciones del terreno, equivalentes a aquellas producidas por el desplazamiento real del terremoto. Es también igual al producto del módulo de rigidez del material terrestre, el área de la superficie de ruptura de la falla, y el promedio de desplazamiento a lo largo de la falla. Por lo tanto, las observaciones sismológicas y geológicas pueden producir el mismo resultado (Bates y Jackson, 1980; <<http://www.data.scec.org/glossary.html>>).

En la búsqueda de una medida de sentido físico del tamaño de un terremoto, los sismólogos han acudido a la teoría clásica de la mecánica, que describe los movimientos de cuerpos como el resultado de la aplicación de fuerzas. Una de estas medidas, llamada **momento sísmico** ha encontrado aceptación general. Fue propuesta inicialmente por el sismólogo americano K. Aki en 1966. El concepto mecánico básico es la aplicación de dos fuerzas iguales y opuestas sobre un cuerpo (de roca), llamado el **par de fuerzas** (o cupla). El tamaño de este par se llama momento. El **momento sísmico** se define como el producto de tres cantidades: 1) la **rigidez elástica** de las rocas; 2) el **área** sobre la cual se aplica la fuerza; y 3) el **desplazamiento de la falla** que ocurre en el momento de un terremoto. En casos propicios será posible simplemente estimar el momento a partir de la longitud de la ruptura en superficie, medida en el campo, y la profundidad de la ruptura inferida de la profundidad de los focos de las réplicas. La ventaja de este método de identificar el tamaño de los terremotos es que una medida del momento del terremoto se puede calcular por análisis de sismogramas, o por mediciones de las dimensiones de la ruptura de falla, incluyendo la profundidad, tomadas en el campo. Las medidas se pueden calcular a partir de los sismogramas registrados en sismógrafos modernos comunes y toman en cuenta todo tipo de ondas sísmicas producidas por el terremoto. Por esta ventaja, la **magnitud momento** de terremotos (**M_w**) es

ampliamente aplicada hoy en día (Bolt, 1993). Véase también: **MAGNITUD MOMENTO (M_w)**.

MONOCLINAL (*Monocline*). 1) Un par de pliegues caracterizado por dos flancos largos horizontales conectado por un flanco inclinado relativamente corto (Twiss y Moores, 1992).

2) Flexura en superficie por plegamiento asimétrico con desarrollo de un solo flanco de anticlinal o por fallamiento ciego en profundidad. Típico en ambientes de frente montañoso activo en un cinturón de plegamiento y corrimiento de antepaís con fallamiento predominantemente inverso (Montes y Sandobal, 2001). En el mismo ambiente y especialmente en la zona externa de estos cinturones el pliegue monoclinial frecuentemente es también un pliegue de propagación de falla encima de un cabalgamiento ciego. En tal caso la manifestación en superficie es la de un **escarpe de flexura** o **escarpe monoclinial** (Véase también: **ESCARPE DE FLEXURA**).

MORFONEOTECTÓNICA (*Morphoneotectonics*). Véase: **GEOMORFOLOGÍA TECTÓNICA**

MORFOTECTÓNICA (*Morphotectonics*). Véase: **GEOMORFOLOGÍA TECTÓNICA**

MOVIMIENTO FUERTE (*Strong ground motion*). La energía liberada en el foco durante un terremoto se distribuye en forma de ondas sísmicas, que atraviesan la corteza para llegar en un sitio a la superficie, donde es registrada en forma de sacudida del suelo. La intensidad de esta sacudida está determinada por la forma y cantidad de energía liberada en la fuente, la distancia de viaje desde la fuente, el material y la topografía en el sitio de registro; el resultado final se llama **respuesta del sitio** (*site response*). En el ambiente de la superficie las ondas sísmicas experimentan tres cambios: 1) Aumento de su amplitud; 2) Verticalización de su trayectoria; 3) Captura en la capa más superficial (*near surface layer*). Esto se llama **efectos de propagación de ondas** (*wave propagation effects*) y resulta en el **movimiento fuerte**.

El movimiento fuerte tiene tres aspectos críticos: 1) La aceleración pico; 2) La duración; y 3) La frecuencia, que en conjunto definen la intensidad del movimiento fuerte y el daño que puede causar. La medida del movimiento fuerte para los ingenieros sísmicos es la **aceleración pico** (*peak ground acceleration*). El máximo efecto del movimiento fuerte se genera en un ambiente de depósitos aluviales y en altos topográficos donde contribuyen también los efectos de resonancia de ondas con frecuencias diferentes. El registro del movimiento fuerte se hace para diferentes frecuencias y es conocido como el **espectro frecuencial** (*frequency spectrum*), y el análisis se realiza en el **dominio temporal** (*time domain*) o en el **dominio frecuencial** (*frequency domain*) (Bolt, 1993; Brumbaugh, 1999; Hough, 2002; Kovach, 1995).

NEOTECTÓNICA (*Neotectonics*). La definición más aceptada refiere a la tectónica reciente y cubre un tiempo desde el Mioceno hasta el presente. Este concepto abarca movimientos verticales y horizontales, y sus deformaciones y desplazamientos resultantes, como ajuste isostático, sismotectónica, epeirogénesis y volcanotectónica (modificado de Winslow, 1986). Está íntimamente relacionada a la **paleosismología** y la **tectónica activa**, aunque esta última se restringe generalmente a los últimos 500 000 años. Sus métodos de estudio incluyen la morfología tectónica, geología estructural, tectónica, geodesia, geocronología, paleoclimatología y estudios del Cuaternario. Cuando su objetivo es hacer una evaluación de la amenaza sísmica, un levantamiento geotectónico tiene como última fase un estudio paleosismológico detallado.

El término fue empleado por primera vez por el ruso V. A. Obruchev en 1948, involucrando el estudio de los movimientos y dislocaciones terrestres durante el Terciario tardío y el Cuaternario, incluyendo el presente. Otras definiciones incluyen:

- 1) Estudio de los movimientos corticales durante el Cenozoico tardío (Belousov, 1980; Vita-Finzi, 1986; Möerner y Adams, 1989).
- 2) Eventos tectónicos y procesos que han ocurrido en tiempos posteriores al Mioceno (Slemmons, 1991).
- 3) La fase neotectónica comienza en diferentes momentos y en diferentes lugares, dependiendo del régimen tectónico (Mörner, 1990).
- 4) Rama de la tectónica interesada en el entendimiento de los movimientos terrestres que han ocurrido en el pasado y continúan en el presente (Stewart y Hancock, 1994).
- 5) Las estructuras neotectónicas se han desarrollado en el régimen tectónico actual (Wood y Mallard, 1992).

NUCLEACIÓN DE RUPTURA (*Rupture nucleation*). Cada sismo (grande o pequeño) se inicia en un punto, el **foco** o **hipocentro**, desde donde la ruptura se propaga hacia fuera, en ambas direcciones pero generalmente en una sola. No se conoce exactamente el proceso de la nucleación. Existen dos modelos: la **nucleación lenta** comienza con una aceleración gradual de movimiento (*slip*) sobre una escala de tiempo de minutos, horas o aún días y precede el comienzo abrupto de la ruptura. Como se trata de un proceso gradual, no genera ondas sísmicas y por eso escapa a la detección instrumental.

El segundo modelo es el **modelo de cascada** (*cascade model*) en el cual el proceso comienza con una serie de sismos pequeños que en cierto momento disparan el terremoto mayor. En este modelo cada sismo mayor ($M_e \geq 6,5$) es la culminación de una «cascada» de eventos menores (Hough, 2002).

ONDA P (P) (*P-wave*). Onda sísmica, caracterizada por su alta velocidad, que es la primera en llegar a una localidad luego de ocurrido un sismo (**P** proviene de 'primaria'). Es una onda elástica de tipo compresivo o longitudinal; el movimiento de las partículas es paralelo a la dirección de propagación de las ondas, alternándose compresiones (*pushes*) y dilataciones (*pulls*), debido a que cambian de volumen pero sin cambiar de forma. Su velocidad en la corteza es de 5,5 a 7,2 km/seg y en el manto superior es de 7,8 a 8,5 km/seg (<<http://www.data.scec.org/glossary.html>>). Se comportan exactamente igual que las ondas acústicas y tienen la capacidad de ser transmitidas por cuerpos de agua.

ONDA S (S) (*S-wave*). Onda sísmica de tipo transversal u ondulatorio; el movimiento entre las partículas es caracterizado por una cizalla entre ellas, perpendicular a la dirección de propagación de las ondas, con cambios de forma y sin cambio de volumen. Su velocidad es inferior a la de las ondas P, por esta razón son las que la suceden (**S** proviene de 'secundaria'). Su velocidad en la corteza es de 3 a 4 km/seg y en el manto superior es de 4,4 a 4,6 km/seg. Debido a sus movimientos ondulatorios no se propagan en líquidos. Las ondas **S** son responsables de la determinación de que el núcleo externo de la Tierra es líquido, ya que ellas no pueden atravesarlo (<<http://www.data.scec.org/glossary.html>>).

OPEN CRACK. Véase: **FISURA**

PALEODATUM (*Paleodatum*). Véase: **MARCADORES GEOMORFOLÓGICOS**

PALEOSISMICIDAD (*Paleoseismicity*). Refiere a terremotos prehistóricos. Su registro geológico y geomorfológico es el campo de estudio de la **paleosismología**.

PALEOSISMO (*Paleoearthquake*). Sismo ocurrido en tiempos históricos o prehistóricos que puede o no tener un registro geológico o geofísico asociado (Allaby y Allaby, 1990). En ocasiones se refiere a un paleosismo como un terremoto fosilizado (*fossil earthquake*).

PALEOSISMOLOGÍA (*Paleoseismology*). 1) La investigación de terremotos individuales, décadas, siglos o milenios después de su ocurrencia (Yeats et al., 1997).

2) El estudio de terremotos prehistóricos utilizando evidencias geológicas y geomorfológicas. Este contexto prehistórico se refiere a los últimos 500 000 años (el rango de tiempo de la tectónica activa) que contrasta con el uso comúnmente elástico del término. La paleosismología es importante en la evaluación de la amenaza sísmica, especialmente en regiones donde el intervalo de tiempo entre terremotos dañinos se mide en miles de años y por esto excede el rango temporal de los registros instrumentales e históricos (Hancock y Skinner, 2000).

3) La paleosismología es la ciencia y el arte de la reconstrucción del carácter, ocurrencia y localización de terremotos del pasado, y que hoy en día están registrados o son detectables en las estructuras del substrato (fallas, fracturas o pliegues), a través de rasgos geomorfológicos (líneas de costa, terrazas, drenajes desplazados, escarpes degradados, etc.) y según criterios estratigráficos, ya que la mayoría de los terremotos están documentados solo en el registro geológico (Pavlidis, 1996).

Los métodos utilizados son los mismos que se usan en los estudios neotectónicos de los cuales la paleosismología constituye la última fase. Entre ellos, el análisis morfotectónico del terreno suplementado con mapeo geodésico de gran escala y muy detallado para la producción de mapas locales de microtopografía; las técnicas de datación cuaternaria; el mapeo geológico muy detallado a escala muy grande (1:10 o 1:20) de las paredes de trincheras excavadas sobre las fallas en sitios cuidadosamente seleccionados.

La selección de la ubicación de las trincheras es de suma importancia y es la culminación de un análisis morfotectónico de detalle, que es parte del levantamiento neotectónico previo. El éxito del estudio paleosismológico en trinchera depende en un 90% de la selección de sitio. El mapeo en trinchera busca encontrar evidencias de desplazamientos cosísmicos en la secuencia estratigráfica, que constituirán la prueba de la ruptura de superficie producida por terremotos prehistóricos. Esto indica al mismo tiempo la limitación de la paleosismología, ya que solo registra los sismos principales ($M_w \geq 6,5$) que han tenido la capacidad de romper la superficie. La paleosismología ocupa un lugar clave en la previsión del riesgo sísmico dado que puede extender la ventana temporal de observación de la historia sísmica de muchas zonas de falla, fallas individuales o segmentos de falla. Provee datos pertinentes sobre magnitud, tasa de movimiento, ocurrencia, e intervalos de recurrencia de terremotos prehistóricos que permitirán hacer proyecciones hacia el futuro.

Se puede decir que el adagio de la paleosismología es «el pasado tiene la llave del futuro» como una inversión del dictamen del uniformitarismo o actualismo.

PEDIMENTO (*Pediment*). Una superficie rocosa con pendiente muy suave, rasa o con solo un manto muy delgado de detritos, que se extiende desde el pie de una sierra en una región de semidesértica o un desierto. Generalmente está considerada como el producto de la denudación en condiciones áridas, semiáridas o de sabana (Monkhouse y Small, 1978). El consenso indica como proceso de formación el retroceso de la pendiente (*slope retreat*) y por eso la superficie debe ser diacrónica (*diachronous*) en contraste con la superficie de una penillanura que es sincrónica.

PEDIPLANICIE o **PEDILLANURA** (*Pediplain*). Una superficie multicóncava que ha resultado de la coalescencia de varios

pedimentos adyacentes de gran escala (Monkhouse y Small, 1978). El modelo de pediplanización ha sido desarrollado sobre todo por L.C. King en el ambiente de África del Sur (King, 1975).

PENEPLANICIE o **PENILLANURA** (*Penplain*). 1) Superficie de extensión regional, de bajo relieve y de altitud absoluta baja, producida por erosión de larga duración (Yeats et al., 1997).

2) Llanura extensa casi nivelada, producto de procesos de denudación que han operado durante largos periodos de tiempo (Monkhouse y Small, 1978).

El proceso de denudación se debe a la **declinación de pendientes**, en contraste con las pediplanicies donde ocurre por **retroceso de pendientes** (*slope retreat*).

También conocida como **planicie de erosión** (*erosion surface*) o **superficie de planización** (*planation surface*).

La planicie puede mostrar una perfecta biselación de las rocas deformadas cortadas por la superficie. Los remanentes que han subsistido a los procesos de denudación son conocidos como **cerros testigos** (*inselbergs*). Generalmente se supone que la etapa final de la planización indica una altitud baja, pero el levantamiento, deformación y/o basculamiento puede llevarla a niveles más altos. Después la erosión deja solo remanentes, que a veces se marcan por la **concordancia de cumbres** (*concordance of summit levels* – en alemán: *Gipfelfluhr*). Los remanentes de las penillanuras erosionadas pueden constituir buenos marcadores geomorfológicos para registrar evidencias de deformaciones en el Cuaternario.

PELIGRO SÍSMICO. (*Seismic risk*). Probabilidad de pérdida de vidas humanas y pérdida de bienes que pueden resultar de las amenazas de un terremoto. Si no hay peligro para personas o bienes no hay riesgo (Yeats et al., 1997). El peligro se evalúa con base en la amenaza y la vulnerabilidad.

La evaluación de la amenaza pertenece al campo de los geocientíficos, mientras que la evaluación y la mitigación del riesgo corresponden al campo de los ingenieros, los planificadores y administradores. El riesgo pertenece a la esfera de las compañías de seguros; la evaluación de la amenaza es asunto de la ciencia (Hough, 2002).

PERIODO DE RETORNO o **INTERVALO DE RECURRENCIA**. (*Return period or Recurrence interval*). 1) En un sitio dado es el tiempo promedio entre la ocurrencia de eventos o de movimientos del terreno de características dadas, por ejemplo aceleración máxima $A > 0,20 g$; equivale al inverso de la probabilidad de excedencia anual (<<http://www.masterieg.uc.cl/docs/GlosarioIS.pdf>>).

2) Definido como el intervalo de tiempo entre terremotos de una magnitud dada (Brumbaugh, 1999).

El intervalo de recurrencia es parte del **ciclo de deformación sísmica**, en el cual **la acumulación intersísmica de deformación elástica** tiene lugar entre los momentos instantáneos de liberación de *strain*. El intervalo de recurrencia junto con la **tasa de movimiento** son conceptos que pertenecen al campo de la paleosismología, que a su vez tiene enfoque sobre la historia y la reconstrucción de terremotos en términos de su distribución en el tiempo y espacio.

Pueden estimarse los intervalos de ocurrencia de dos maneras diferentes. Una es el intervalo promedio de recurrencia, que se calcula por dividir el desplazamiento observado de un marcador geomorfológico por el desplazamiento asumido por evento (método directo). La otra es el intervalo basado en el espaciamiento en tiempo de terremotos individuales (el método geológico).

La situación ideal en la paleosismología es tener evidencia de **terremotos característicos** (que significa que terremotos separados a lo largo de un segmento de falla imitan el anterior) que están separados por intervalos regulares de tiempo. Esto, junto con el conocimiento de **tiempo transcurrido** desde el último terremoto, podría constituir una base muy sólida para hacer pronósticos, o aun predicciones en estudios de **amenaza sísmica**. De hecho, la realidad es muy diferente, ya que es más común encontrar terremotos agrupados en el tiempo y separados por periodos relativamente largos de inactividad (Véase: **enjambre de sismos**) (Burbank y Anderson, 2001; McCalpin, 1996).

PLATAFORMA DE ABRASIÓN. Véase: **TERRAZA MARINA**

PLIEGUE DE RAMPA o **PLIEGUE DE FALLA ARQUEADO** (*Fault-bend fold or Ramp fold*)

Pliegue que se forma por la flexión de los estratos en el bloque colgante sobre un arqueamiento o **rampa frontal** en la falla de cabalgamiento (según Yeats et al., 1997). Véase también: **ANTICLINAL DE RAMPA.**

POP-UP (*Pop-up*). Bloque levantado o cuña extrusiva entre dos cabalgamientos con vergencias opuestas y divergentes (un cabalgamiento y un retrocabalgamiento). En el caso de dos cabalgamientos con vergencias en dirección opuesta pero convergente, el bloque o cuña entre ellos se hunde y se forma una **zona triangular**. Se refiere específicamente a estructuras en cinturones de pliegues y cabalgamientos de antepaís (Biddle y Christie-Blick, 1985; Mercier y Vergely, 2001).

PRECURSOR (*Foreshock*). Véase: **FORESHOCK**

PRECURSOR o **PREMONITOR** (*Precursor o Earthquake precursor*). 1) Fenómeno geofísico relacionado a un terremoto de ocurrencia posterior (Yeats et al., 1997).

2) Cambios físicos en la tierra que suceden con anterioridad a los grandes terremotos. Estos cambios deben ocurrir solo antes de todos o por lo menos de la mayoría de los grandes terremotos (Hough, 2002).

Los casos documentados de anomalías físicas que han ocurrido con anterioridad a los grandes eventos sísmicos incluyen: cambios en la tasa de ocurrencia de sismos menores, cambios en la velocidad de las ondas sísmicas en las cercanías de un eventual terremoto, cambios en el nivel y composición química de aguas subterráneas, emisión de señales electromagnéticas poco comunes, y levantamiento o abombamiento regional de la superficie terrestre en la zona epicentral. Sin embargo, ninguno de estos fenómenos corresponde con los requerimientos de precursores verdaderos que deben llevar a una predicción viable: es decir que un precursor no solo debe existir antes de un terremoto, debe ser anterior a todos o por lo menos gran cantidad de estos. Hasta el día de hoy los sismólogos sólo han podido identificar un solo precursor de terremotos de común ocurrencia: los **foreshocks**. Los **foreshocks** no ocurren antes de todos los terremotos, pero suceden con suficiente frecuencia y cada evento menor provee una cierta anticipación de la inminencia de uno mayor (Hough, 2002). Recientemente se han identificado otros precursores promisorios: el incremento en la emisión de **gas radón** en las cercanías de fallas activas, a unas semanas antes de sismos fuertes. El gas radón causa la ionización de la capa atmosférica inferior cerca de la superficie terrestre y por medio de una serie de reacciones físico-químicas resulta en un aumento de la temperatura en superficie que da lugar a las llamadas anomalías térmicas. La presencia de estas anomalías se han registrado antes de la ocurrencia de terremotos y son fácilmente detectables con técnicas de teledetección (Pulinets, en: EOS v.88 – 20, 2007).

PRESSURE RIDGE. Véase: **LOMO DE PRESIÓN**

PROPAGACIÓN DE FALLA (*Fault propagation*). Crecimiento o avance de una sección o segmento de falla de cabalgamiento o corrimiento. Generalmente se asocia con el pliegue que se desarrolla encima del punto frontal de la falla para acomodar la deformación y se llama **pliegue por propagación de falla** (Twiss y Moores, 1992). Véase también: **PLIEGUE DE PROPAGACIÓN DE FALLA.**

PROVINCIA SISMOTECTÓNICA (*Seismotectonic province*) Región o sector de una región donde no hay fallas activas identificables y tampoco hay **estructuras localizadores** (Véase: **ESTRUCTURAS LOCALIZADORES**). Para fines de la evaluación de la amenaza sísmica en una provincia sismotectónica, la práctica

consiste en asumir un terremoto máximo, generalmente coincidiendo con el terremoto histórico máximo (Reiter, 1991).

PULL-APART BASIN. Véase: **CUENCA DE TRACCIÓN**

PUSH-UP (*Push-up*). Bloque elevado por acortamiento cortical en una **curva o escalón restrictivo** (*restraining bend*) de una falla de rumbo (Biddle y Christie-Blick, 1985). En este sentido es lo mismo que **lomo de presión**. Véase también: **DÚPLEX y ESTRUCTURA EN FLOR POSITIVA**.

RAMA DE FALLA (*Fault strand*). Parte de una traza de falla expuesta en la pared de una trinchera (McCalpin, 1996). Falla individual de un grupo de fallas paralelas o subparalelas, muy juntas, de un sistema de fallas (<<http://www.data.scec.org/glossary.html>>).

RAMPA o RAMPA DE FALLA (*Ramp or Fault ramp*). Inclinación abrupta en un segmento de un plano de falla llano, donde la falla corta hacia arriba a un nivel estratigráfico superior, volviendo allí a su geometría plana.

Estas rampas se encuentran típicamente en secuencias sedimentarias bien estratificadas, tanto en ambientes tectónicos extensionales como compresivos. Siempre están asociadas con sistemas de fallas normales listricas y sistemas de fallas de cabalgamiento respectivamente. En ambos ambientes su ocurrencia secuencial sigue una trayectoria escalonada que consiste de **planos y rampas**. Se distinguen dos tipos de rampas: la **rampa frontal** que tiene su rumbo perpendicular a la dirección del transporte tectónico y está caracterizada por el movimiento según el buzamiento (*dip-slip*), y la **rampa lateral** que tiene su rumbo paralelo a la dirección del transporte tectónico y es de movimiento predominantemente transcurrente.

Las **rampas de cabalgamiento** deben cortar la sección estratigráfica subiendo en la secuencia y en la dirección del transporte tectónico, mientras las **rampas de fallas normales listricas** cortan la secuencia estratigráfica bajando en la secuencia pero también en la dirección del transporte tectónico. En perfil transversal las fallas siempre tienen una geometría listrica, es decir cóncava hacia arriba y horizontalizándose al llegar a niveles más profundos, funcionando como **plano de despegue**.

Dos tipos de pliegues están asociados a la deformación directamente encima de las rampas: un **anticlinal tipo roll-over** en el caso de fallamiento normal listrico y un **anticlinal de rampa o pliegue de falla encorvada** en el caso de una rampa de cabalgamiento. Además, encima del frente de crecimiento del cabalgamiento se desarrolla un **pliegue de propagación de falla** que en la superficie se manifiesta generalmente como un **escarpe de flexura**. La masa de roca encima del plano de falla es conocida como el

bloque colgante, y el bloque por debajo del plano de la falla se conoce como el **bloque yaciente**.

En el caso del desarrollo de nuevas rampas encima de la existente, y si se genera una serie de rampas amontonadas con sus pliegues asociados, se conoce como una **estructura dúplex**.

En un ambiente de fallas transcurrentes puede generarse en principio la misma asociación de rampas y pliegues, salvo que la misma geometría se proyecte sobre un plano horizontal y las rampas ahora son las **curvas distensivas y las curvas compresivas**. En este caso los dúplex se conocen como **dúplexes de extensión o de compresión**.

RAMPA DE BLOQUE COLGANTE (*Hanging wall ramp*). Son rampas que se generan secuencialmente en el bloque colgante y en la parte trasera de la rampa inicial y así sucesivamente, progresando en la dirección opuesta a la del transporte tectónico (Butler, 1982).

RAMPA DE BLOQUE YACIENTE (*Footwall ramp*). Son rampas que se generan secuencialmente en el bloque yaciente de un cabalgamiento, en frente de la rampa inicial y así sucesivamente, progresando en la dirección del transporte tectónico (Butler, 1982).

REBOTE ELÁSTICO (*Elastic rebound*). El movimiento a lo largo de una falla es el resultado de la liberación abrupta de la deformación elástica que se ha acumulado progresivamente en las masas rocosas a ambos flancos de una falla. Este movimiento abrupto devuelve la roca a una condición de no deformación o de poca deformación. Esta teoría fue propuesta por H.F. Reid en 1911 después del terremoto de San Francisco de 1906 (Bates y Jackson, 1980). A pesar de que no se ha formulado con la suficiente precisión la teoría de la génesis de los terremotos para poder hacer predicciones confiables, el concepto del **rebote elástico** nos permite intentar hacer pronósticos sobre cuándo puede ocurrir el próximo terremoto en una falla conocida (Bolt, 1993).

RECHAZO DE FALLA (*Fault offset*). Sin.: **DESPLAZAMIENTO o DESLIZAMIENTO** (Ch, Co, Pe). 1) Dislocación, desplazamiento o separación relativa de puntos antes adyacentes en los lados opuestos de una falla, medidos en la superficie del plano de falla. (<http://www.sciencemaster.com/physical/item/earthquake_glossary.php#S_wave>).

2) Desplazamiento o deslizamiento relativo de dos puntos adyacentes ubicados sobre lados opuestos de una falla, medido este sobre la superficie o plano de la misma (Yeats et al., 1997).

RECHAZO VERTICAL DE FALLA (*Vertical fault throw*). 1) La cantidad de desplazamiento vertical de roca producida por fallamiento, sea normal, inverso o de rumbo (<<http://www.answers.com/topic/fault-throw>>).

2) Componente vertical de desplazamiento de una falla (Yeats et al., 1997).

RECURRENCIA (*Recurrence*). Véase: **PERIODO DE RETORNO o RECURRENCIA y también RELACIÓN GUTENBERG-RICHTER DE RECURRENCIA**

RELACIÓN GUTENBERG-RICHTER (DE RECURRENCIA) (*Gutenberg-Richter recurrence relationship or b-value*). 1) Describe la tasa de ocurrencia de sismos de diferentes magnitudes (Hough, 2002).

2) Relación observada en la que, para áreas largas y periodos largos, el número de sismos con magnitudes diferentes ocurren sistemáticamente en la relación $M = a - bN$, donde **M** es la magnitud, **N** es el número de sismos por unidad de área y unidad de tiempo (p. e. el número de eventos cada año sobre un área de 1 000 km²), y **a** y **b** son constantes que representan respectivamente el nivel general de sismicidad y la proporción de eventos menores y mayores (Yeats et al., 1997). Es una relación empírica.

Gutenberg y Richter habían observado que a escala mundial existía una relación sistemática entre la magnitud de los terremotos y la frecuencia de ocurrencia, más específicamente que los sismos de un cierto intervalo de magnitud ocurrieron con una frecuencia 10 veces mayor que los sismos del intervalo mayor. Esta relación se podía expresar gráficamente como una línea recta y esto generó mucho interés por la posibilidad de extrapolación hacia niveles de magnitud mayores de los que habían sido registrados. Constituía entonces una proposición atractiva para pronosticar (o tal vez predecir) cuantitativamente la amenaza sísmica.

Sin embargo se presentaron muchos problemas de índole estadística en el manejo de estas curvas de recurrencia, el intervalo muy limitado de observación instrumental y la escasez de datos sobre los sismos de mayor magnitud que ocurren con intervalos de recurrencia mucho mayores. Esto implicaba que, salvo cuando el periodo de observación (colección de datos) incluye por lo menos dos sismos de mayor magnitud, sería imposible conocer si la muestra era verdaderamente significativa desde el punto de vista estadística. Es importante, en este caso, anotar que por tener una relación aparentemente recta en la curva, no puede garantizar que la precisión de la línea refleja también la tasa de ocurrencia de sismos mayores y por esto la extrapolación puede llegar a ser completamente errónea.

Entonces para fines de la evaluación de la amenaza sísmica, la relación Gutenberg-Richter puede ser aplicada con cierto nivel de confiabilidad solo para áreas y no para terremotos individuales mayores relacionados a ciertas fallas (Yeats et al., 1997; Hough, 2002).

¡La relación Gutenberg-Richter está en el centro del debate sobre el cálculo de la amenaza sísmica entre geólogos y sismólogos!

REPARTO DE DEFORMACIÓN (*Strain partitioning*). Tendencia de las fallas en una región, donde tanto las fallas de rumbo, como normales o inversas están dispuestas subparalelas, y rompen en movimientos de rumbo o en movimientos según el buzamiento (Yeats et al., 1997). Es un fenómeno que ocurre generalmente en zonas de subducción oblicua donde resultan grandes fallas de rumbo (fallas transcurrentes) en el bloque colgante de la subducción y que son paralelas a la fosa de subducción. Ejemplos de esto son la gran falla de Sumatra, en Indonesia, y las fallas de Atacama y Liquine-Ofqui, en Chile. El reparto de deformación no está restringido a zonas de convergencia oblicua sino también ocurre en zonas de transición de fallamiento de rumbo (*strike-slip*) a fallamiento según el buzamiento (*dip-slip*).

RÉPLICA (*Afterslip or aftershock*). 1) Después de producido un terremoto grande, es posible que ocurran muchos sismos de menor tamaño en la vecindad del hipocentro del sismo principal. A estos pequeños temblores o sismos se les denomina réplicas. Algunas series de réplicas duran largo tiempo, incluso superan el lapso correspondiente a un año (por ejemplo, Alaska 1964, Chile 1960). La zona que cubre los epicentros de las réplicas se llama 'área de réplicas' y sus dimensiones, principalmente de las réplicas tempranas (uno a tres días de ocurrido el evento), son indicativas del tamaño de la ruptura de la falla asociada con el terremoto principal (<<http://ssn.dgf.uchile.cl>>).

2) Sismos producidos posteriormente a un evento sísmico mayor o principal, vinculados a el espacial y temporalmente. Permiten en conjunto definir el área de ruptura vinculada al terremoto o sismo principal. Sismo de magnitud menor que sucede posteriormente al sismo principal, originado en o cerca de la falla y que se vincula al evento principal.

3) Sismo menor que le sigue al sismo principal de una serie, originado dentro del área de falla de la ruptura del sismo principal. Es parte del enjambre de sismos que ocurren con una tasa mayor a la tasa regional de sismicidad previa al sismo principal (Yeats et al. 1997).

4) Cualquier sismo que ocurre luego de un gran terremoto (sismo principal) dentro de una longitud de ruptura de la falla original y antes que la tasa de sismicidad en esa área haya vuelto al nivel previo (anterior al sismo principal), es considerado una réplica. En el caso de algunos sismos se puede definir una zona de réplicas, en relación con la regla de una longitud de ruptura mencionada arriba (<<http://www.data.scec.org/glossary.html>>).

Las réplicas no tienen una distribución uniforme a lo largo de la falla pero están concentradas en algunas áreas y ausentes en

otras. Algunas réplicas están situadas fuera de la falla aunque por lo general tienden a concentrarse alrededor pero no dentro de la zona del sismo principal (*mainshock*). Una secuencia de réplicas tiende a decaer en magnitud siguiendo la misma relación de magnitud y frecuencia de Gutenberg-Richter (Yeats et al., 1997; Hough, 2002).

REPTACIÓN o REPTACIÓN GRAVITACIONAL, para distinguirla de la reptación o repteo de origen tectónico. Sin.: **REPTAJE** (Ar) (*Creep*)

1) Movimiento en masa en el cual hay desplazamiento continuo y lento cuesta abajo de una capa de suelo, mineral o roca bajo fuerzas de gravedad (Bates y Jackson, 1980).

2) Movimiento superficial (unos decímetros) muy lento, prácticamente imperceptible, que afecta a suelos y materiales alterados, provocando deformaciones continuas que se manifiestan al cabo del tiempo en la inclinación o falta de alineación de árboles, vallas, muros, postes, etc. en las laderas (González de Vallejo et al., 2005).



Fig. 17 Reptación (tomada de <<http://newterra.chemeketa.edu/Faculty/fraa/geology/topics/MOVEMENT/photos/jpgs/treecreep.jpg>>).

REPTACIÓN DE FALLA o REPTACIÓN TECTÓNICA (*Fault creep*). Es el deslizamiento continuo o episódico sobre una falla, con una tasa de movimiento demasiado lenta para poder producir un terremoto (Yeats et al., 1997). Las fallas sismogénicas pueden

moverse poco durante terremotos menores o medianos sin tener indicios de desplazamiento abrupto. Esto y el movimiento no-sísmico durante periodos intersísmicos pueden llevar a una sobreestimación del desplazamiento cosísmico y por ende a la magnitud de eventos cosísmicos, implicando una sobreinterpretación del registro paleosismológico (McCalpin, 1996).

RESPUESTA DEMORADA (*Delayed response*). En paleosismología se hace distinción entre rasgos **instantáneos**, formados cosísmicos, y rasgos de **respuesta demorada**, formados postsísmicos. Estos últimos son rasgos creados por procesos geológicos variados después de haber terminado la deformación cosísmica y las sacudidas. Los fenómenos de respuesta demorada son varios, e incluyen efectos de movimiento *afterslip*, depositación de cuñas coluviales, relleno de fisuras (*open cracks*), discordancias sobre horizontes eventos, y a más largo plazo la sedimentación en zonas de hundimiento como *sag ponds* y deslizamientos en zonas más alejadas de la traza de falla (*off-fault*) (McCalpin, 1996).

RESPUESTA LOCAL. Véase: **EFFECTOS LOCALES o EFFECTOS DE SITIO**

RETROCABALGAMIENTO (Co) o **RETROCORRIMIENTO** (Ar) (*Backthrust*). Falla inversa de bajo ángulo, dentro de una faja de corrimientos, que muestra un sobrecorrimiento en dirección opuesta al transporte tectónico general del resto del cordón o faja deformada (Kearey, 1993). Véase también: **POP-UP**.

RETRODEFORMACIÓN (*Retrodeformation*). Proceso de análisis mediante un ejercicio de reconstrucción usado en la paleosismología, por el cual las unidades estratigráficas, o las superficies topográficas son llevadas a su posición original, revirtiendo el sentido del desplazamiento sobre la falla (McCalpin, 1996). El análisis está basado en dos presunciones: 1) que había continuidad original de los estratos deformados, y 2) que los contactos superiores de estratos de grano fino originalmente eran horizontales. Requiere un entendimiento del ambiente deposicional de los estratos fallados, para inferir su geometría original. La retrodeformación normalmente se ejecuta en sección vertical, pero en el caso de fallas transcurrentes esto hace difícil su reconstrucción y correlación por el desplazamiento lateral de estratos no planos, no horizontales y de espesores variados sobre distancias cortas (McCalpin, 1996).

RIEDEL SINTÉTICO (*Synthetic Riedel*). Véase: **CIZALLAMIENTO RIEDEL**. Son fallas de cizallamiento en echelón que se desarrollan en forma de juegos conjugados en una etapa temprana del desarrollo de una falla de rumbo. Tienen el nombre del geólogo que las observó en experimentos en 1929. Los Riedels que tienen un ángulo entre 10° y 20° con la zona de deformación principal y el mismo sentido de movimiento, se llaman **Riedels sintéticos (R)** y aquellos que tienen un ángulo de alrededor de

80° y sentido de movimiento opuesto se llaman **Riedels antitéticos**.

RIEDEL ANTITETICO (*Antithetic Riedel*). Véase: **CIZALLAMIENTO RIEDEL**. Son las fallas de cizallamiento en echelón que forman parte del juego conjugado y que tienen una orientación de 80° con respecto a la zona de deformación principal y el sentido de movimiento opuesto a ella.

RIESGO SÍSMICO (*Seismic risk or Earthquake risk*). 1) Posibles consecuencias económicas, sociales y ambientales que pueden ocurrir en un lugar, en un tiempo determinado, en este caso, debido a la ocurrencia de un sismo o de la actividad de una falla (Cardona y Hurtado, 2001). Es la vulnerabilidad de un lugar en un tiempo determinado ante la amenaza de un peligro.

2) Las expectativas de daño estructural que resultan del movimiento del suelo tras un terremoto (Yeats et al., 1997). El riesgo puede definirse como la suma de la amenaza y la vulnerabilidad.

Los geocientíficos son reticentes en diferenciar 'amenaza', que depende de la estimación de los terremotos, del 'riesgo', que refiere a la exposición de estructuras, vías de comunicación y poblaciones a las amenazas existentes. El riesgo generalmente pertenece a la esfera de las compañías de seguros, mientras que la evaluación de la amenaza pertenece al campo de la ciencia (Hough, 2002).

RUPTURA (*Rupture*). Deformación frágil de un material al ser sometido a esfuerzos, y caracterizada por la formación de grietas o fallas. El proceso por el cual se rompe de manera frágil un material (<<http://www.answers.com/rupture>>).

RUPTURA DE SUPERFICIE (*Surface rupture*). 1) Fractura en la superficie de la tierra y a lo largo de la traza de falla. Zona de intersección entre el plano de una falla activa y la superficie de la tierra, por ejemplo representada por un escarpe de falla o por grietas (<<http://www.data.scec.org/glossary.html>>).

2) La ruptura **cosísmica** de la superficie del terreno por una falla durante un terremoto. Es un efecto directo del movimiento de la falla y no hay que confundirlo con efectos secundarios debido a la vibración o sacudida por ondas sísmicas, o por movimientos del terreno disparados por el sismo en zonas de inestabilidad. Es importante recordar que la ruptura de superficie sólo se produce tras sismos de magnitud **M e» 6,5**.

3) Desplazamiento cosísmico de la superficie del terreno a lo largo de una falla. Tiene mediciones de longitud y de desplazamiento, que son parámetros importantes para la estimación de la magnitud del sismo y el cálculo de la **magnitud momento**. La longitud de la ruptura es un ingrediente importante para definir la segmentación de una falla.

Pueden diferenciarse tres tipos de ruptura: 1) Ruptura primaria, que está relacionada directamente al desplazamiento de la subsuperficie y es el tipo de ruptura con la cual se define el segmento de la falla; 2) Ruptura secundaria, que ocurre a lo largo de una falla secundaria como una falla antitética, que intersecta la falla primaria a poca profundidad y 3) Ruptura simpatética, que es una ruptura disparada en otra falla aislada de la falla principal. Esta última puede cruzar el límite de un segmento.

Para romper la superficie, una falla debe ser generada por un sismo de una magnitud mínima de alrededor de **Mw e» 6,5**. Con frecuencia se presentan incertidumbres para establecer el desplazamiento correcto en el terreno y puede resultar en una subestimación o sobreestimación de la magnitud del sismo que lo originó (Yeats et al., 1997; McCalpin, 1996).

SACUDIDA SÍSMICA (*Seismic shaking or Ground shaking*). Término general que cubre todo tipo de movimiento sísmico, incluyendo la aceleración del terreno, la velocidad, el desplazamiento y la deformación (*strain*) (Bates y Jackson, 1980). Es el total de los efectos que causan las ondas sísmicas cuando llegan a un lugar específico. La **escala de intensidad** está basada en la variación de la fuerza de la sacudida sísmica del terreno. El **movimiento fuerte** de estas sacudidas se registra con ayuda de **acelerógrafos**. Los sismólogos e ingenieros registran tanto la duración como las diferentes frecuencias de las sacudidas, es decir tienen en cuenta el **dominio temporal** y el **dominio frecuencial**. Véase también: **MOVIMIENTO FUERTE**.

SAGPOND. Véase: **LAGUNA DE FALLA**

SACKUNG (*Sackung or Gravitational spreading*). Sin.: **EXPANSIÓN GRAVITACIONAL**. Reptación en rocas con raíces profundas que produce un tipo de graben en la cresta de una montaña por el hundimiento de una masa de roca. Las fallas en ambos lados del tope de un cerro y con buzamientos hacia dentro de la cresta y paralela a la misma, producen contraescarpes y generan un graben en la cresta. Puede presentarse abombamiento en la parte inferior de los flancos de la montaña y se ha interpretado como un tipo de **colapso gravitacional** por efectos de remoción de grandes volúmenes de roca en los valles en tiempo relativamente corto. Los contraescarpes frecuentemente dan lugar a pequeños lagos como **lagunas de falla** (Bates y Jackson, 1980; McCalpin, 1996).

Puede fácilmente confundirse con fenómenos asociados a tectónica activa y en realidad las fallas se comportan como tales, pero no hay desplazamientos cosísmicos asociados ya que el proceso no produce sismos. Los métodos de estudio en el campo son muy similares a los de paleosismología en trincheras excavadas.

SEGMENTACIÓN DE FALLA (*Fault segmentation*). La mayoría de las grandes fallas históricamente activas han roto solo una parte de su longitud total durante terremotos mayores. La ruptura de superficie con frecuencia termina en zonas de cambios estructurales a lo largo de la falla. Esto ha llevado a la noción de que las fallas mayores pueden repartirse en **segmentos de ruptura**. Asimismo, cuando no hay evidencias observadas de ruptura asociada a un terremoto, las fallas pueden estar repartidas en segmentos, con base en criterios geométricos o geológicos estáticos. Estos segmentos se definen como **segmentos de falla** y sus límites se localizan a partir de criterios de geometría, estructura, geomorfología y geología. El motivo para hacer esta distinción entre **segmentos de ruptura** y **segmentos de falla** es que los dos no siempre coinciden cuando un terremoto rompe. Es por este motivo que hay autores que prefieren usar el término **sección de falla** cuando carecen de datos paleosísmicos para definir los límites. La noción de segmentación está relacionada íntimamente con el concepto que genera controversia: el del **terremoto característico**, que es el modelo por el cual los terremotos rompen repetidamente un mismo tramo de una falla con la misma magnitud (Schwartz y Sibson, 1989; McCalpin, 1996).

SEGMENTO DE FALLA o **SECCIÓN DE FALLA** (*Fault segment or Fault section*). Define una porción superficial de falla o zona de falla pura tomando como base criterios geométricos, estructurales, geológicos o geomorfológicos. Carece de datos paleosismológicos.

SEGMENTO SÍSMICO o **SEGMENTO DE RUPTURA** (*Earthquake segment or Rupture segment*). 1) Porción superficial de una falla que ha liberado la mayor cantidad de energía durante un evento sísmico (Crone y Haller, 1991).

2) Parte de una zona de falla o zonas de falla que presentan ruptura tras un sismo individual (De Polo et al., 1991).

Los criterios para definir un segmento sísmico son dos: 1) Rupturas históricas documentadas, que deben haber ocurrido en repetidas ocasiones únicamente sobre el mismo segmento; 2) Evidencia paleosismológica que debe indicar que repetidas rupturas prehistóricas estaban restringidas al mismo segmento.

SEICHE o **SEICHE SÍSMICA** (*Seiche*). Oscilación de la superficie de agua en un lago o bahía marina causada por la sacudida de la tierra generada por las ondas sísmicas de un terremoto. Puede ser causado también por presiones atmosféricas y viento, en cual caso hay que cambiar el adjetivo por uno propicio.

SHUTTERIDGE. Véase: **LOMO DE OBTURACIÓN**

SILENCIO SÍSMICO, **GAP SÍSMICO** o **VACÍO SÍSMICO** (*Seismic gap*). Segmento de una falla activa que no ha experimentado un terremoto importante durante un intervalo del

tiempo, cuando la mayoría de los otros segmentos sí lo han hecho (segmento bloqueado). Los sismólogos consideran comúnmente que los gap sísmicos tienen un alto potencial para generar el próximo terremoto (Bates y Jackson, 1980).

SILLA o **SILLETA DE FALLA** (*Fault saddle*). Sin.: **ENSILLADURA DE FALLA** o **MONTURA** (Pe). Pequeña depresión en una cresta, espolón, interfluvio o relieve elongado, de la cual frecuentemente pueden divergir dos drenajes, imprimiéndole la forma de una silla de caballo o montura. Cuando hay varias silletas alineadas en serie, marcando un lineamiento, puede indicar la presencia de una falla, inclusive una falla activa. Las silletas se forman por la meteorización y erosión de una zona de cataclasis a lo largo de una falla que la hacen vulnerable a los procesos de desgaste.

SISMICIDAD (*Seismicity*). Ocurrencia de terremotos en el tiempo y en el espacio (Yeats et al., 1997).

SISMICIDAD INDUCIDA (*Induced seismicity*). Terremotos o sismos generados por las acciones humanas o vinculadas con estas últimas (relleno o vaciamiento de reservorios).

SISMO (*Earthquake*). Proceso de liberación abrupta de energía acumulada en la corteza terrestre que puede resultar en desplazamiento o deformación de partes de la corteza y en la emisión de ondas elásticas que se propagan por el interior de la Tierra. Al llegar a la superficie estas ondas producen la sacudida del terreno que es la causa del daño y destrucción.

SISMO CARACTERÍSTICO (*Characteristic earthquake*). 1) Máximo terremoto que ocurre en una falla o segmento de falla en forma repetida y que ocurre con cierta frecuencia, que puede ser deducido por simple extrapolación de los eventos pequeños usando las relaciones de recurrencia de Gutenberg-Richter (Yeats et al., 1997).

2) Hay terremotos que se generan en ciertos segmentos de fallas y son persistentes. El modelo del sismo característico asume que la energía está liberada solo en grandes terremotos con un estrecho rango de magnitudes características y que el movimiento por evento es constante (McCalpin, 1996). Véase también: **SEGMENTACIÓN SÍSMICA**.

SISMO CORTICAL (*Crustal earthquake*). Evento cuyo foco está localizado dentro de la corteza. Con la excepción de los sismos que ocurren en la zona de subducción, los terremotos están generalmente restringidos a la mitad o dos terceras parte de la corteza, es decir la corteza superior frágil (Hough, 2002).

SISMO DE DISEÑO (*Design earthquake*). 1) Término usado por ingenieros y sismólogos para hacer referencia al máximo sismo considerado en el cálculo de una obra civil (Yeats et al., 1997).

2) Término usado por ingenieros en el diseño de una estructura. Este puede o no ser equivalente al prescripto por geólogos y sismólogos (Yeats, et al., 1997). Los geólogos y sismólogos deben evitar el uso de este término ya que los ingenieros sísmicos lo usan frecuentemente en un sentido muy específico que puede ser distinto del concepto de sismo máximo (Yeats et al., 1997).

SISMO INTERMEDIO (*Intermediate-focus earthquake*). Evento sísmico cuyo foco está localizado entre 70 y 120 km de profundidad.

SISMO INTERPLACA (*Interplate earthquake*). 1) Sismos generados en el contacto de dos placas litosféricas (Yeats et al., 1997). Los contactos interplaca son de cuatro tipos diferentes: 1) Subducción; 2) Colisión; 3) Divergentes (en las dorsales oceánicas); 4) Transformantes. En las zonas de subducción las áreas de fallas que marcan el contacto de placas son muy grandes, a veces con longitudes del orden de 1 000 km y anchos de 300 km o más. Por eso los terremotos de subducción son los mayores que se conocen, con magnitudes por encima de 9,0 ($M_e \gg 9.0$). El total de la energía sísmica generada en las zonas de subducción, colisión y transformación (el Cinturón Circum-Pacífico y el Cinturón Euro-Asiático) alcanza a 98% del total, dejando sólo 2% para los sismos intraplaca. Véase también: **MEGATHRUSTS**.

SISMO INTRAPLACA (*Intraplate earthquake*). 1) Sismo generado en el interior de una placa litosférica (Yeats et al. 1997). En un sentido estricto esta definición se refiere solo a sismos que ocurren en el interior de continentes y mayoritariamente en las zonas de escudos de basamento lejos de las zonas de interacción de las placas. Los sismos son poco frecuentes pero pueden ser de magnitud suficiente para causar grandes daños. El mecanismo de estos sismos no es claro pero aparentemente tiene que ver con la acumulación de esfuerzos que están de alguna manera relacionados con el movimiento de las placas lejanas. Sin embargo hay terremotos en intraplaca que están conectados a grandes estructuras, relacionadas a procesos de convergencia como en Asia Oriental y Suroriental, y vinculados al efecto de la colisión de la placa de India que causa el **escape** de gran parte de Asia hacia el Oriente (véase también: **TECTÓNICA DE ESCAPE**).

Los procesos de *rifting* también causan sismos intraplaca como en África. Finalmente la sismicidad intraplaca también puede relacionarse a procesos de **rebote isostático** por la eliminación de la capa glacial, como ocurrió en Escandinavia donde hubo sismicidad muy fuerte en el Holoceno y coincidió con un levantamiento muy rápido de la corteza (Mörner, 2003).

SISMO MÁXIMO PROBABLE (*Maximum probable earthquake*). Sismo máximo que puede suceder en un área o sobre una falla o segmento de falla, según la máxima magnitud que pueda generarse en esa estructura de acuerdo a la identificación de la(s) falla(s) activa(s).

SISMO PROFUNDO (*Deep-focus earthquake*) Evento sísmico cuyo foco está localizado a más de 120 km de profundidad.

SISMO SOMERO (*Shallow or shallow-focus earthquake*). Sismos con focos en la corteza hasta una profundidad máxima de 70 km en las zonas de máximo espesor de la corteza. Generalmente restringidos a la zona frágil, la gran mayoría de los terremotos de este tipo se encuentran a profundidades de hasta 25 km.

SISMO DE SUBDUCCIÓN (*Subduction-zone earthquake*). Evento cuyo foco está localizado en la interfaz de dos placas en la zona de subducción. Véase también: **SISMO INTERPLACA** y **MEGATHRUST**.

SISMITAS (*Seismites*). 1) Depósitos sedimentarios deformados a partir de la ocurrencia de un sismo.

2) Estructuras sedimentarias genéticamente relacionadas a sismos, producidas por fuertes vibraciones causadas por las ondas sísmicas, que generan efectos de sacudidas. Son evidencias primarias vinculadas a sismos.

3) Sedimentos marinos o lacustres frecuentemente con laminación fina, que han sufrido deformaciones (escapes de agua, slumps, microfracturaciones, etc.) por la acción de un terremoto. Se observan especialmente en los sedimentos que tienen cierto grado de saturación con agua (Vera Torres, 1994). Las estructuras se generan en sedimentos arenosos finos y son las que se asocian con procesos de licuación como: diques de arena, volcanes de arena, plegamientos de escala pequeña, estructuras de carga, estratos convolutas, estructuras *flame*, *mushroom*, *ball and pillow* y corrimientos laterales.



Fig. 18 Sismitas (tomada de <http://www-geol.unine.ch/05_ardeche/05_Ardeche-Images/119.jpg>).

SISMOLOGÍA (*Seismology*). Estudio de los terremotos y de la estructura de la Tierra por medio de las ondas sísmicas, generadas natural y artificialmente (Bates y Jackson, 1980).

La sismología de terremotos puede ser dividida en **sismicidad** (*seismicity*)—el estudio de la distribución y el mecanismo de los terremotos— y la **sismología sensu strictu**, que es el uso de terremotos para estudiar el interior de la Tierra (Hancock y Skinner, 2000).

SISMOTECTÓNICA (*Seismotectonics*). El campo de interés de la **tectónica activa** que se ocupa de la sismicidad instrumental e histórica para enlazarlo con los aspectos tectónicos y geofísicos. Hace la conexión de los datos sísmicos y su distribución en el tiempo y espacio. Igualmente relaciona los mecanismos focales de los terremotos con la cinemática y dinámica de la tectónica regional, sus patrones de deformación y la tectónica de placas, que determinan las fuentes sismogénicas.

Otro campo de acción de la sismotectónica es el estudio posterior al sismo, es decir, de las deformaciones cosísmicas encontradas en la superficie del terreno. Estas deformaciones tienen importancia como **análogos modernos** para estudios paleosismológicos. Véase también: **ANÁLOGOS MODERNOS**.

SOLAPAMIENTO EXPANSIVO o **MONTADO TRANSGRESIVO** (*Onlap or Transgressive overlap*). Véase también: **DISCORDANCIA PROGRESIVA**. En las márgenes de cuencas donde hay sedimentación sintectónica se presentan situaciones de deformación simultánea a la depositación de sedimentos. Esto crea condiciones de **discordancias progresivas** o **sintectónicas**, con relaciones transgresivas cuando el margen de la cuenca está en hundimiento (**solapamiento expansivo**), o relaciones regresivas cuando la margen de la cuenca está levantándose (**solapamiento retractivo**) (Gidon, 1987). La discordancia progresiva constituye un elemento diagnóstico o indicativo de neotectónica o tectónica activa, siempre y cuando se conozca la edad de los estratos.

Sin este contexto geotectónico, el solapamiento expansivo es sencillamente un registro de condiciones transgresivas relacionadas al levantamiento relativo del nivel del mar.

SOLAPAMIENTO RETRACTIVO o **MONTADO REGRESIVO** (*Offlap or Regressive overlap*). Véase: **SOLAPAMIENTO EXPANSIVO** y **DISCORDANCIA PROGRESIVA**

Desplazamiento progresivo hacia el interior de la cuenca de las terminaciones de unidades estratigráficas. Sucede cuando la margen de la cuenca está levantándose o cuando el nivel del agua está bajando, en cuyo caso no hay connotación tectónica

activa. Cuando la margen se levanta y se deforma se desarrollan discordancias progresivas con relación de **offlap**.

SONDEO o **PERFILAJE, REGISTRO** (*Logging*). En estudios paleosísmicos: técnicas para el levantamiento de los datos en un corte de trinchera excavada. Se refiere al mapeo detallado a gran escala (1:10 o 1:20) de la geología expuesta en las paredes de la trinchera.

TALUD DE TERRAZA (*Terrace riser*). Vertiente vertical o muy empinada, que separa la superficie de una terraza superior de una inferior y es el resultado de erosión lateral fluvial. Una serie secuencial de estos taludes tiene semejanza a los escalones de una escalera (**terrazas escalonadas**) (Yeats et al., 1997).

El escarpe está labrado por la incisión y la erosión lateral de un río en su llanura aluvial o en su lecho rocoso y aplica igualmente a **terrazas de agradación** como a **terrazas en roca** (véase: **TERRAZA**). Las terrazas con sus escarpes son excelentes **marcadores geomorfológicos** por su geometría y sus edades generalmente conocidas.

TASA DE DESLIZAMIENTO o **TASA DE MOVIMIENTO** (*Slip rate*). 1) Velocidad relativa con que uno de los bloques de falla se mueve respecto del otro. Habitualmente se expresa en milímetros por año. Generalmente el movimiento de las fallas ocurre durante un terremoto, mientras que en el intervalo intersísmico ambos lados están pegados (*locked*) o bloqueados cuando se incrementa la deformación elástica.

2) La tasa de movimiento de una falla promediado sobre un periodo de tiempo que incluye varios sismos mayores. El término no necesariamente implica reptación de falla (Yeats et al., 1997).

La tasa se calcula normalmente por el desplazamiento acumulado de geoformas o marcadores geomorfológicos con una edad establecida o aproximada que sirven de referencia. En paleosismología se calcula dividiendo el desplazamiento registrado por evento entre el intervalo de recurrencia, o mejor aún usando los datos de una serie de desplazamientos e intervalos de recurrencia, garantizando de esta manera un promedio más fiable.

TECTÓNICA (*Tectonics*). Rama de la geología que se ocupa de la amplia arquitectura externa de la tierra, esto es, el arreglo regional de rasgos estructurales o deformacionales, el estudio de sus relaciones mutuas, origen y evolución histórica. Está relacionada íntimamente con la **geología estructural**, con la cual la distinción es muy sutil, pero la tectónica por lo general se ocupa de fenómenos de mayor escala y está más relacionada a rasgos asociados a la **tectónica de placas** (Bates y Jackson, 1980).

TECTÓNICA ACTIVA (*Active tectonics*). 1) Movimientos tectónicos que se espera que ocurran o hayan ocurrido dentro de un lapso de tiempo que le concierne a la sociedad (Wallace, 1986).

La tectónica activa tiene una significancia y relevancia muy importantes para nuestra sociedad ya que incide de manera directa en la evaluación de la **amenaza sísmica**. Esta importancia no está implícita en el concepto de la **neotectónica**, razón por la cual Wallace impulsó el término **tectónica activa**. Se puede decir que la tectónica activa abarca más o menos el periodo de tiempo de los últimos 500 000 años (el Cuaternario Medio y Tardío), en contraste con la neotectónica que cubre aproximadamente un periodo de 5 millones de años.

TECTÓNICA DE ESCAPE (*Escape tectonics*). Desplazamiento, generalmente hacia la corteza oceánica, de grandes bloques de corteza continental limitados por fallas transcurrentes. Los bloques corticales escapan de la zona de colisión de dos placas continentales por traslado horizontal. El modelo de escape tectónico fue desarrollado por los franceses Molnar, Tapponnier y Avouac a raíz de la colisión de las placas de India y Eurasia (Yeats et al., 1997).

Las zonas de colisión entre bloques convergentes de placas litosféricas continentales comúnmente están caracterizadas por grandes sistemas de fallas inversas y de cabalgamiento que resulta en el espesamiento y el levantamiento de la corteza. Puede resultar también en grandes extrusiones horizontales de la litósfera alejándose de la zona de colisión. Esta advección horizontal de material de la corteza en forma de cuña se logra por grandes fallas de rumbo o transcurrentes dextrales y sinistralas, que a veces se llaman **fallas de rumbo por indentación** (*indent-related strike-slip faults*).

La indentación ocurre por el empuje de un subcontinente o continente en otro, donde el primero funciona como un **indentor rígido** (*rigid indenter*) (Yeats et al., 1997; Keary y Vine, 1990). Los casos más conocidos son los de Asia suroriental, mencionado arriba, y Anatolia en Turquía. Es posible que el bloque norandino de Colombia, Venezuela y Ecuador presente también un caso de tectónica de escape.

TEFROCROLOGÍA (*Tefrochronology*). Colección, preparación, descripción petrográfica y datación aproximada de tefra (material piroclástico proveniente de un volcán).

TERREMOTOS DE SUBDUCCIÓN (*Subduction-zone earthquakes*). También denominados **terremotos de interplaca**, ocurren cuando una placa se desliza (subduce) debajo de otra. Dependiendo del tamaño de la placa tectónica y de la inclinación superficial del límite de placas, estos terremotos pueden ser los más grandes, con magnitudes de momento sísmico que pueden

exceder a $M = 9,0$ (<<http://earthquake.usgs.gov/regional/qfaults/glossary.php>>).

La mayoría de los grandes terremotos de compresión son el resultado de la convergencia de placas en zonas de subducción donde se producen los más grandes terremotos conocidos (los **megathrusts**) por deslizamiento sobre del plano de falla que marca el contacto entre las dos placas y la ruptura dentro del espesor total de la corteza frágil (McCalpin, 1996).

Los terremotos en la zona de subducción son de cuatro tipos: 1) Eventos interplaca de cabalgamiento somero causado por movimiento sobre el interface entre la placa subduciente y la placa subductada, 2) Sismos someros iniciados por deformación dentro de la corteza de la placa superior, 3) Sismos en profundidades entre 40 y 700 km dentro de la placa oceánica subducida, y 4) Sismos ocurridos en el sector oceánico de la trinchera, causados por el arqueamiento de la placa oceánica donde comienza a subducirse.

Los terremotos de subducción producen sacudidas sobre áreas muy extensas, son de larga duración y siempre generan fenómenos como licuación y movimientos en masa (McCalpin, 1986; Yeats et al., 1997). Véase también: **MEGATHRUSTS**.

TELESÍSMICO (*Teleseismic*). Adjetivo usado para referirse a sismos y a sus propiedades, cuando estos ocurren a más de 100 km de distancia de un sitio particular, es decir a más de 100 km de la estación sismográfica más cercana (<<http://www.data.scec.org/glossary.html>>).

A distancias grandes, los terremotos generan lo que los sismólogos llaman **ondas telesísmicas**, que son vibraciones muy sutiles para ser detectadas salvo con sismómetros especialmente diseñados (Hough, 2002).

TEMBLOR (*Tremor*). Un terremoto de menor magnitud, especialmente un precursor o réplica (Bates y Jackson, 1980).

TERRAZA ALUVIAL (*Alluvial terrace*). Constituye un término genérico en el cual las terrazas fluviales no son sino una de las que la integran al lado de otras terrazas, p. e. terrazas de kame, etc. Véase: TERRAZA FLUVIAL.

TERRAZA ESTRUCTURAL (*Structural terrace or Structural bench*). Geoforma con aspecto de terraza, controlada por la estructura de la roca subyacente y resulta de la erosión diferencial en estratos (horizontales) alternantes con diferente resistencia. Implica un fuerte control litológico.

TERRAZA FLUVIAL (*Alluvial terrace*). Refiere a pequeñas plataformas sedimentarias horizontales o levemente inclinadas, construidas en un valle fluvial por los propios sedimentos del río

que fueron depositados durante periodos de agradación. El término terraza refiere tanto a la forma como al material depositado, aunque generalmente se refiere al último como **relleno aluvial** (*alluvial fill*). Las terrazas representan los remanentes de la llanura aluvial anterior sobre el piso de un valle y que subsiguientemente fueron disectados por la incisión del río por causas tectónicas, climáticas u otras. Las terrazas más altas tienen mayor edad. La alternancia de periodos de agradación y de erosión resulta en una serie de **terrazas escalonadas** (*stepped terraces*). Se distinguen dos tipos de terrazas: **terrazas en roca** (también conocido en lenguaje anglosajón como *strath terrace*) y **terrazas de acumulación**.

Las **terrazas en roca** generalmente tienen una cobertura muy delgada de gravas (el anterior lecho del río) y son el resultado de tres fases sucesivas de desarrollo: 1) Erosión vertical, 2) Erosión lateral y ampliación del valle, 3) Erosión vertical.

La superficie de una **terrazza de acumulación** es el remanente del piso de un valle con relleno aluvial y también es el resultado de tres fases sucesivas de desarrollo: 1) Erosión vertical, 2) Acumulación y 3) Erosión vertical. Las fases de ampliación y acumulación indican periodos de estabilidad en el proceso general de incisión vertical. Las causas de los procesos de la formación de terrazas pueden ser cuatro: 1) movimiento tectónico de levantamiento, 2) cambios eustáticos de nivel del mar que tienen como efecto la bajada del nivel base del río, 3) fluctuaciones climáticas y 4) captura de drenaje. Varios de los procesos pueden operar simultáneamente. Por lo general puede inferirse que las terrazas en roca constituyen la mejor evidencia de levantamiento tectónico continuo y además tienen mejor potencial de preservación, mientras que las fases de acumulación en las terrazas del mismo nombre apuntan a influencias climáticas (Ahnert, 1998). En la neotectónica las terrazas constituyen excelentes **marcadores geomorfológicos** con buen potencial para la datación y correlación.

TERRAZA MARINA (*Marine terrace*). Plataforma litoral a lo largo de una costa formada por la interacción del océano con la masa terrestre adyacente. Se diferencian dos clases: **terrazza de construcción** (*constructional terrace*) y **terrazas erosivas** (*erosion terrace*). Las primeras se forman por la presencia de corales, mientras que las segundas son superficies de erosión formadas por el efecto de las olas, conocidas como **plataforma de abrasión** (*abrasion platform*).

Pueden o no tener una cobertura delgada de sedimentos litorales. Al lado continental la terraza está marcada por la presencia de un acantilado con muesca en su pie por acción de las ondas.

Las terrazas marinas tienen su origen en las variaciones en el nivel relativo oceánico, causadas a nivel mundial por los cambios

eustáticos y localmente por movimientos tectónicos. Es importante recordar que en la época postglacial (el Holoceno) el nivel oceánico subió a nivel mundial 120 m o más y que las terrazas marinas que hoy en día resaltan por encima del presente nivel del mar, y deben ser el resultado de movimientos tectónicos.

Las series escalonadas de las terrazas marinas son buenos marcadores geomorfológicos. Son instrumentos útiles para calibrar movimientos de levantamiento diferencial y basculamiento u otra deformación a lo largo de las costas con buenas posibilidades de datación y correlación.

TERRAZA TECTÓNICA (*Tectonic terrace*). Un episodio de incisión inducido por el levantamiento de un bloque controlado por una falla puede crear una terraza tectónica, que en su perfil aguas abajo diverge desde el canal moderno y termina abruptamente en la escarpa de falla. La separación vertical entre la proyección de la terraza y el cauce actual del río, medida en la falla, da una aproximación inicial del desplazamiento vertical del paleosismo (McCalpin, 1996).

Se trata en este caso de una terraza de erosión o *strath terrace* que no es el resultado de agradación.

TERREMOTO o SISMO (*Earthquake*). Movimiento violento de la tierra. Movimiento o temblor abrupto de la Tierra causado por la liberación súbita de la deformación (*strain*) lentamente acumulada (Bates y Jackson, 1980).

TRANSICIÓN FRÁGIL-DÚCTIL (*Brittle-ductile transition*). Zona en la corteza terrestre que separa las rocas frágiles sobreacentes de las rocas dúctiles subyacentes. Es la zona donde se ubican los terremotos corticales más profundos.

Marca un nivel importante por debajo del cual la roca es mecánicamente más débil. La resistencia de una roca depende de la temperatura, la presión y la composición. La resistencia disminuye con el incremento de la temperatura, y la deformación no elástica más bien tiende a ser de tipo plástica con temperaturas altas y tiende a ser frágil con temperaturas bajas. En la parte superior de la corteza la resistencia de la roca, medida como la resistencia al deslizamiento friccional (*frictional sliding*), aumenta en profundidad ya que depende de la presión confinante.

En la corteza inferior la resistencia de la roca tiende a disminuir por el aumento de la temperatura. Entre los dos hay una transición bastante abrupta en el comportamiento de la roca. Los terremotos se producen por un proceso de deslizamiento friccional inestable. La corteza superior puede ser considerada en términos reológicos como un paquete de estratos en el cual cada uno es más resistente que el estrato superior, hasta una profundidad donde el fallamiento friccional cede su lugar al comportamiento cuasi plástico. Esta zona

es denominada de transición frágil-dúctil. Los terremotos mayores tienden a concentrarse justo encima de esta zona de transición y por eso se llama **zona sismogénica**. Puede encontrarse a una profundidad entre 10 y 50 km en la corteza terrestre.

Ciertos autores prefieren hablar de la **transición frágil-plástica** (Keary y Vine, 1990; Yeats et al., 1997).

TRANSPRESIÓN (*Transpression*). Sistema de fuerzas que operan en una zona de acortamiento oblicuo. En tectónica se refiere a un estado intermedio entre compresión y movimiento transcurrente. Está íntimamente relacionado con el sentido de movimiento de fallas transcurrentes y la geometría del plano de falla. La transpresión ocurre en curvas de restricción (**restraining bends**) y da lugar a lomos de presión, fallas inversas, cabalgamientos y pliegues.

TRANSTENSIÓN (*Transtension*). Sistema de fuerzas que opera en una zona de extensión oblicua. Tectónicamente quiere decir un estado intermedio entre extensión y movimiento transcurrente. Está íntimamente relacionado al sentido de movimiento de fallas transcurrentes y la geometría de su plano de falla. La transtensión ocurre donde hay una curva distensiva (**releasing bend**) y da lugar a cuencas de tracción, fallas normales y pliegues monoclinales.

TRASLAPE (*Overlap*). Relación discordante en la cual una secuencia transgresiva de miembros cada vez más jóvenes de una serie superior de estratos, se superponen sobre una secuencia inferior de miembros más antiguos, extendiendo al mismo tiempo su área de cubrimiento. Véase también: **SOLAPAMIENTO EXPANSIVO y REGRESIVO** (*offlap y onlap*) en relación con **DISCORDANCIAS PROGRESIVAS**. En otro contexto se refiere al recubrimiento de fallas en un **escalón** (*step-over*). Véase: **ESCALÓN o STEP-OVER**.

TRAZA DE FALLA (*Fault trace*). Intersección del plano de falla con la superficie del terreno u otra superficie horizontal o de referencia (<<http://www.answers.com/topic/fault-lines>>).

Intersección de una falla con la superficie. A veces, pero no siempre, puede expresarse en la superficie por evidencias geomorfológicas (morfotectónicas), como por ejemplo escarpes de falla, lomos de falla, hundimientos, silletas, etc. (<<http://www.data.scec.org/glossary.html>>).

TRINCHERA o ZANJA DE FALLA (*Fault trench*). Depresión estrecha y alargada que marca la traza de una falla de rumbo. La depresión puede ser un caso extremo de cuenca de tracción desarrollada en un escalón o curva distensiva con mucho solape y poca separación. Cuando está llena de agua es un caso extremo de **sag pond**. También puede ser un segmento de drenaje profundamente erosionado que sigue la traza de una falla.

TRINCHERA DE EXPLORACIÓN (*Exploratory trench*).

Excavación artificial somera hecha con maquinaria o manual, de unos metros de profundidad y unas decenas de metros de largo, sobre la traza u otra manifestación de falla. Se excava con fines específicamente paleosismológicos, para estudiar y mapear en detalle evidencias de deformaciones cosísmicas ocurridas durante los paleosismos.

TSUNAMI o MAREMOTO (*Tsunami*).

Onda oceánica de periodo largo causada por movimientos durante un terremoto submarino, explosión volcánica submarina o deslizamiento submarino (Yeats et al., 1997).

Gran ola marina causada por la súbita elevación o hundimiento del piso oceánico tras un terremoto. Puede alcanzar como máximo 30 m de altura cuando llega a las costas, pero no alcanza más de 1 m en mar abierto. Una ola de 200 km de largo, puede moverse a 800 km/h y puede demorar en llegar a la Costa mas lejana varias horas después de ocurrido el sismo. Las olas disminuyen su velocidad cuando llegan a aguas someras en las zonas costeras y esto hace que aumenten notoriamente su amplitud. Los japoneses han definido una escala de magnitud **Mt** para tsunamis que toma en lugar parámetros como la amplitud máxima, la distancia etc. y lo han calibrado con **magnitud momento Mw**.

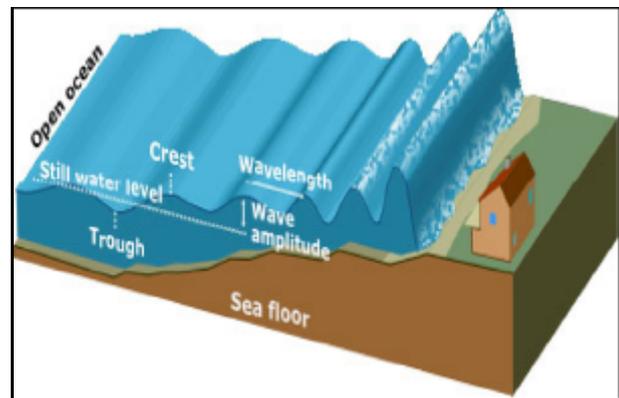


Fig. 19 Tsunami o maremoto (tomada de <<http://www.ew.govt.nz/enviroinfo/hazards/naturalhazards/coastal/images/tsunami1.jpg>>).

TSUNAMITAS (*Tsunamites*).

Los tsunamis pueden dejar sus huellas en forma de depósitos anómalos o **fuera de secuencia** (*out of sequence deposits*), generalmente de arenas que contrastan con los suelos o depósitos de turbas, lodos o arcillas subyacentes. Es realmente un tipo especial de **sismitas** y la identificación y datación de estas **tsunamitas** puede aportar datos importantes para los estudios de la amenaza sísmica en zonas costeras o de subducción. La dificultad consiste en diferenciar estos depósitos de otros muy similares, que pueden ser depositados durante eventos de huracanes o de inundaciones excepcionales con periodos de retorno muy largos. También es difícil diferenciar

la fuente de **paleotsunamis** que puede necesitar correlaciones transoceánicas.

TURBIDITA (*Turbidite*). Depósito de sedimentos que resulta de una corriente turbidítica (*turbidity current*). Se caracteriza por estratificación gradada, sorteo bueno a moderado y estructuras primarias, en conjunto conocido como el ciclo Bruma (Bates y Jackson, 1980).

TURBIDITA POR SISMO (*Seismoturbidite*). Depósito de mar profundo y también en lagos, generado por el fallamiento masivo de taludes de pendientes importantes, por ejemplo, en deltas. Los taludes fallan en respuesta a sismos. La correlación temporal de la ocurrencia de turbiditas para algunos deltas del noroeste Pacífico sugiere su origen vinculado a terremotos.

VALLE ABANDONADO (*Wind gap*). **Valle transversal** en el cual ya no corre un río, porque ha sido capturado u obstruido y descabezado simultáneamente. Su presencia puede tener implicaciones de tectónica activa.

VALLE EN COPA DE VINO o **CUENCA EN COPA DE VINO** (*Ar Wine-glass valley*). Hace referencia a la geometría de una cuenca de drenaje en un ambiente de frente montañoso (*range front*) controlado por una falla que tiene una forma de copa de vino. Es decir, es muy ancho en su rango medio y es extremadamente estrecho en la salida donde su río cruza la falla (el cuello). La salida del río en el frente montañoso está caracterizada por la presencia de facetas triangulares y abanicos aluviales. Esta combinación de geformas se toma como una indicación de la presencia de una falla activa (Burbank y Anderson, 2001; Yeats et al., 1997).

Refiere también al perfil transversal donde hay un marcado y abrupto empinamiento de la pendiente inferior de los flancos de un valle. Este perfil del valle tiene cierta similitud a una copa de champán o de cóctel e indica una incisión acelerada muy probablemente asociada a una o dos fases de mayor levantamiento.

VALLE TRANSVERSAL (*Water gap*). Abertura profunda que atraviesa transversalmente a una cresta y en la cual corre un río. El valle es transversal a la cresta y es el resultado de la incisión antecedente o sobrepuesta. Cuando el valle es muy profundo y en forma de cañón se aplica el término **cluse** (Bates y Jackson, 1980; Ahnert, 1998).

VELOCIDAD DE DEFORMACIÓN o **TASA DE DEFORMACIÓN** (*Slip rate*). Véase: **TASA DE DESPLAZAMIENTO**

VOLCÁN o **HERVIDERO DE ARENA** (*Sand volcano or Sand blow*). Véase también: **LICUACIÓN**. Pequeño montículo de arena producido cuando capas arenosas debajo de la superficie se licúan como resultado de una sacudida sísmica, causando que la arena

haga erupción hacia la superficie de la tierra a través de fisuras o túneles de animales en las capas superiores arcillosas (<http://alcwin.org/Description_Of_Planet_Dictionary-994-S.htm>).

VULNERABILIDAD (*Vulnerability*). Predisposición de la comunidad, su gente, sus estructuras y sus sistemas de vida a sufrir las consecuencias de una amenaza. El riesgo es la suma de la amenaza y la vulnerabilidad.

ZONA DE BENIOFF o **WADATI-BENIOFF** (*Benioff zone o Wadati-Benioff zone*). Véase: **ZONA DE SUBDUCCIÓN**

ZONA DE FALLA (*Fault zone*). 1) Conjunto de fracturas interconectadas que representa la expresión superficial de una falla principal a profundidad.

2) Falla que está expresada como una zona de numerosas fracturas pequeñas o de brechas o arcilla de falla (*gouge*). Una zona de falla puede alcanzar centenares de metros (Bates y Jackson).

3) Implica la zona a lo largo de una falla particular dentro de la cual los movimientos asociados están distribuidos. Estos pueden incluir cizallamiento, diaclasamiento y fracturamiento, que causan brecha de falla, formación de clivaje o el arqueamiento de los estratos por arrastre (Hills, 1972).

4) Las zonas de fallas y cizallamiento pueden variar en longitud y magnitud de desplazamiento, desde estructuras pequeñas visibles en muestras de mano hasta grandes y espectaculares rompimientos de la corteza terrestre que se extienden centenares de kilómetros, acomodando desplazamientos de decenas hasta centenares de kilómetros (Davis, 1984).

Es muy claro, que el concepto de **zona de falla** es muy amplio, vago, poco definido y muy flexible. Sin embargo tiene su utilidad siempre y cuando quede claro que el uso del término está relacionado a la escala del fenómeno que se estudia. El uso del término en neotectónica abarca todo tipo de deformación y manifestación en superficie de geformas, aspectos de drenaje y estratigrafía en una franja, a ambos lados de una falla principal. Por otro lado, el término **zona principal de deformación** (*principal deformation zone*) es más restrictivo. Véase también: **ZONA PRINCIPAL DE DEFORMACIÓN**.

ZONA MEIZOSÍSMICA (*Meizoseismal zone*). Área de movimiento fuerte y daño mayor durante un terremoto. Sobre un mapa de isosistas marca la zona interna de las que poseen los valores más altos.

ZONA PRINCIPAL DE DEFORMACIÓN (*Principal deformation zone or Principal displacement zone*). 1) Área relativamente estrecha en la cual se concentra la mayor parte del deslizamiento de una falla (Biddle y Christie-Blick, 1985).

Las fallas truncurrentes tienen una zona estrecha, subvertical y persistente a profundidad, pero en superficie, dentro de la cobertura sedimentaria, se manifiesta en arreglos trenzados de ramas o fracturas divergentes y convergentes, en cizallas tipo Riedel y en forma de **estructuras en flor**. En una vista en planta, se presentan como fallas en échelon y pliegues con una orientación oblicua, cubriendo una franja más amplia que la zona lineal restringida que marca la falla principal.

ZONA SÍSMICA (*Seismic zone or seismic belt*). Región de la corteza terrestre, generalmente alongada, asociada con actividad sísmica activa. No necesariamente tiene que estar conectada con la traza de una falla particular o traza de falla superficial (<<http://www.data.scec.org/glossary.html>>).

ZONA DE SUBDUCCIÓN (*Subduction zone*). Franja larga y estrecha donde ocurre el proceso de subducción (Bates y Jackson, 1980). Sitio donde una placa oceánica comienza a descender por debajo de otra placa litosférica. Está marcado por la presencia de una fosa oceánica y un arco volcánico paralelo a unos centenares de kilómetros al frente. Caracterizada también por un elevado nivel de fuerte sismicidad, en la cual los focos sísmicos describen una zona inclinada que se proyecta hasta una profundidad de 700 km.

ZONA DE TRANSFERENCIA (*Transfer zone or Displacement transfer zone*). Zona de conexión de estructuras separadas espacialmente pero genéticamente vinculadas. Para el caso de

cabalgamientos o corrimientos son las áreas de solape entre las terminaciones de fallas, donde el desplazamiento va disminuyendo en un corrimiento y está compensado por el desplazamiento que va creciendo en otro corrimiento. Para el caso de fallas normales se refiere al área de deformación y rotación de estratos entre dos fallas normales que se solapan. En esta zona puede presentarse una **rampa de transferencia** (*relay ramp*).

Puede ocurrir en fallas dispuestas en segmentos en echelón solapados o por fallas de desgarre (*tear faults*) paralelas a la dirección de transporte tectónico (McClay, 1992).

ZONA TRIANGULAR (*Triangular zone*). En cinturones de plegamiento y cabalgamiento de antepaís, se crea en el espacio de convergencia entre una rampa frontal y un retrocabalgamiento, un bloque hundido en forma triangular. Es el opuesto de la estructura **pop-up** (Mercier y Vergely, 2001). Véase también: **POP-UP**.

ZONIFICACIÓN o ZONACIÓN SÍSMICA (*Seismic zoning*). Proceso por medio del cual se determinan las amenazas sísmicas en diferentes lugares con el fin de delimitar zonas de riesgo sísmico homogéneas, en particular en las normativas sismorresistentes oficiales de cada país. En el contexto de la evaluación del riesgo sísmico, la **zona sísmica** está definida como aquella en la cual los requisitos de diseño sismorresistente de obras de ingeniería son uniformes (Ingeominas, 1995).

Véase también: **MICROZONIFICACIÓN SÍSMICA**.

PÁGINA EN BLANCO

BIBLIOGRAFÍA

- AHNERT, F. (1998) - *Introduction to Geomorphology*. London: Edward Arnold, 352 p.
- ALLABY, A. & ALLABY, M. (1990) - *A Dictionary of Earth Sciences*. Oxford: Oxford University Press, 640 p.
- ANGUITA, F. & MORENO, F. (1991) - *Procesos geológicos internos*. Madrid: Editorial Rueda, 232 p.
- ASOCIACIÓN COLOMBIANA DE INGENIERÍA SÍSMICA; UNIVERSIDAD DE LOS ANDES & INSTITUTO DE INVESTIGACIONES EN GEOCIENCIAS, MINERÍA Y QUÍMICA-INGEOMINAS (1996) - *Estudio general de amenaza sísmica de Colombia*. Santa Fe de Bogotá: Asociación Colombiana de Ingeniería Sísmica, 252 p. También disponible en Web: <<http://www.crid.or.cr/digitalizacion/pdf/spa/doc12129/doc12129.htm>>
- AUBOUIN, J. (1965) - *Geosynclines*. Amsterdam: Elsevier, 335 p.
- AUBOUIN, J.; BROUSSE, R. & LEHMAN, J-P. (1980) - *Tratado de Geología, tomo III: Tectónica, tectonofísica, morfología*. Barcelona: Ediciones Omega, 642 p.
- AUDEMARD, F.A. & DE SANTIS, F. (1991) - Survey of liquefaction structures induced by recent moderate earthquakes. *Bulletin of Engineering Geology and the Environment*, 44(1): 5-16.
- BATES, R.L. & JACKSON, J.A. (1980) - *Glossary of Geology*. 2a. ed. Virginia: American Geological Institute, 751 p.
- BELOUSOV, T.P. (1980) - Kolichestvennaya otsenka pozdneoligotsen-neogenovykh vetikal'nykh tektonicheskikh dvizheniy gornyx stran na primere yuga Sredney Azii. *Geomorfologiya*. Vol. 4, pp. 72-77.
- BIDDLE, K.T. & CHRISTIE-BLICK, N., eds. (1985) - *Strike-slip deformation, basin formation and sedimentation*. Tulsa, OK: Society of Economic Paleontologists and Mineralogists, 386 p. Special Publication, N° 37.
- BOLLINGER, G.A. (1985) - Presidential address: seismic geology. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 75(5): 1473-1477.
- BOLT, B. (1993) - *Earthquakes and geological discovery*. New York: Scientific American Library, 229 p.
- BRUMBAUGH, D.S. (1999). *Earthquakes: science and society*. London: Prentice-Hall, 251 p.
- BURBANK, D.W. & ANDERSON, R.S. (2001) - *Tectonic geomorphology*. Oxford: Blackwell Science, 274 p.
- BUTLER, R.W.H. (1982) - The terminology of structures in thrust belts. *Journal of Structural Geology*, 4(3): 239-245.
- COTTON, C.A. (1949) - *Geomorphology: an introduction to the study of landforms*. 4a. ed. New York: John Wiley, 505 p.
- COTTON, C.A. (1950) - Tectonic scarps and fault valleys. *Geological Society of America Bulletin*, 61(7): 717-758.
- CRONE, A.J. & HALLER, K.M. (1991) - Segmentation and the coseismic behavior of basin and range normal faults: examples from east-central Idaho and southwestern Montana, U.S.A. *Journal of Structural Geology*, 13(2): 151-164.
- CROWELL, J.C. (1962) - *Displacement along the San Andreas Fault, California*. New York: Geological Society of America, 61 p. Special Paper, 71.
- CROWELL, J.C. (1984) - Tectonics, sedimentation and structural analysis of basins. Petroleum Exploration Society of Australia, Australia.
- DAVIS, G.H. (1996) - *Structural geology of rocks and regions*. New York: John Wiley & Sons, 776 p.
- DEPOLO, C.M., et al. (1989) - Historical basin and range province surface faulting and fault segmentation. En: Schwartz, D.P. & Sibson, R.H., eds. Proceedings of Conference XLV Fault segmentation and controls of rupture initiation and termination, *U S Geological Survey Open-File Report 89-0315*, p. 131-162.
- FIGUERAS, S., et al. (2004) - Estudio de movimientos de ladera activados por terremotos en Andorra. En: Assembleia Luso Espanhola de Geodesia e Geofísica, 4, Figueira da Foz, 2004. *Proceedings*, 2 p.

- GIDON, M. (1987) - *Les structures tectoniques*. Orléans: BRGM editions, 206 p., Manuels et méthodes, n° 15.
- GONZÁLEZ DE VALLEJO, L., et al. (2002) - *Ingeniería geológica*. Madrid: Pearson Educación, 715 p.
- HANCOCK, P.L. & SKINNER, B.J. (EDS.) (2000) - *The Oxford companion to the Earth*. Oxford: Oxford University Press, 1184 p.
- HANKS, T.C. & KANAMORI, H. (1979) - Fault mechanics. *Journal of Geophysical Research*, 84(B5): 2145.
- HART, E.W. & BRYANT, W.A. (1997) - *Fault-rupture hazard zones in California – Alquist-Priolo earthquake fault zoning act with index to earthquake fault zone maps*. Sacramento, CA: California Department of Conservation, Division of Mines and Geology, 38 p., Special Publication 42.
- HILLS, E.S. (1972) - *Elements of structural geology*. 2a. ed. London: Chapman & Hall, 502 p.
- HILLS, E.S. (1963) - Conjugate folds, kinks and drag. *Geological Magazine*, 100(5): 467-468.
- HOUGH, S.E. (2002) - *Earthshaking science: what we know (and don't know) about earthquakes*. Princeton, NJ: Princeton University Press, 256 p.
- KANAMORI, H. (1977) - The energy release in great earthquakes. *Journal of Geophysical Research*, 82(B20): 2981-2987.
- KARCZ, I. & KAFRI, U. (1978) - Evaluation of supposed archeoseismic damage in Israel. *Journal of Archaeological Science*, 5(3): 237-253.
- KEAREY, P., ed. (1993) - *The encyclopedia of the solid earth sciences*. Oxford: Blackwell Scientific Publications, 713 p.
- KEARY, P. & VINE, F.J. (1990) - *Global tectonics*. Oxford: Blackwell Scientific Publication, 320 p.
- KELLER, E.A. & PINTER, N. (1996) - *Active tectonics: earthquakes, uplift, and landscape*. Upper Saddle River, NJ: Prentice-Hall, 338 p.
- KING, L.C. (1975) - The study of the world's plainlands: a new approach in geomorphology. En: King, C.A.M., ed. *Landforms and geomorphology; concepts and history*. Stroudsburg, PA: Dowden, Hutchinson & Ross, p. 186-188, Benchmark Paper in Geology 28.
- KOVACH, R.L. (1995) - *Earth's fury: an introduction to natural hazards and disasters*. Lebanon, IN: Prentice-Hall, 214 p.
- LOWE, J.J. & WALKER, M.J.C. (1984) - *Reconstructing Quaternary environments*. London: Longman Publishing Group, 389 p.
- LUTAUD, L. (1924) - Etudes tectonique et morphologique de la provenance cristalline. *Revue de Géographie*, 12(1): 270 p.
- MCCALPIN, J.P., ed. (1996) - *Paleoseismology*. 2a. ed. San Diego, CA: Academic Press, 588 p. International Geophysics Series
- MCCLAY, K.R. (1992) - *Thrust tectonics*. London: Chapman and Hall, 447 p.
- MERCIER, J. & VERGELY, P. (2001) - *Tectónica*. México: Limusa-Noriega, 259 p.
- MONKHOUSE, F.J. & SMALL, J. (1978) - *Dictionary of the Natural Environment*. London: Edward Arnold, 320 p.
- MONTES, N.E. & SANDOBAL, A. (2001) - Glosario. En: Instituto de Investigación e Información Geocientífica, Minero-Ambiental y Nuclear. *Base de datos de fallas activas de Colombia*. Proyecto compilación y levantamiento de la información geodinámica (Proyecto RG502). Bogotá: Ingeominas, p. 9-26.
- MOORES, E.M. & TWISS, R.J. (1995) - *Tectonics*. New York: W.H. Freeman and Company, 415 p.
- MÖRNER, N.A. & ADAMS, J., eds. (1989) - Paleoseismicity and neotectonics. *Tectonophysics*, 163(3-4): 181-340.
- MÖRNER, N.A. (2003) - *Paleoseismicity of Sweden: a novel paradigm*. Stockholm: P&G-unit of Stockholm University, 320 p.
- MUIR WOOD, R. & MALLARD, D.L. (1992) - When is a fault extinct? *Journal of the Geological Society*, 149(2): 251-254.
- NICOLAS, A. (1984) - *Principes de tectonique*. Paris: Masson, 200 p.
- NIEMI, T.M., et al. (2003) - Archaeoseismology of offset ruins along the Southern Dead Sea transform, Jordan. International Quaternary Association Congress, 16, Reno, Nevada, 2003. *Geological Society of America Abstracts with Programs*, p. 105.
- NOLLER, J.S.; SOWERS, J.M. & LETTIS, W.R., eds. (2000) - *Quaternary geochronology: methods and applications*. Washington, D.C.: American Geophysical Union, 582 p.

- OBRUCHEV, VA. (1948) - Osnovnyje certy kinetiki i plastiki neotektoniki. *Izvestiya Akademii Nauk uzssr Sertiya. Geologicheskaya*, 5: 13-24.
- PARIS, G., et al. (2000) - Map and database of Quaternary faults and folds in Colombia and its offshore Regions. A project of the International Lithosphere Program Task Group II-2, Major Active Faults of the World. *U S Geological Survey Open-File Report 00-0284*, 65 p.
- PEACOCK, D.C.P.; KNIPE, R.J. & SANDERSON, D.J. (2000) - Glossary of normal faults. *Journal of Structural Geology*, 22(9): 291-305.
- PAVLIDES, S.B. (1996) - Paleoseismology: a branch of neotectonics linking geological, seismological and archaeological data. En: Stiros, S.C. & Jones, R.E., eds. *Archaeoseismology*, Atenas: British School at Athens, p. 8-15, Fitch Laboratory Occasional Paper 7.
- PULINETS, S.A. (2007) - Natural radioactivity, earthquakes and the ionosphere. *Eos Transactions American Geophysical Union*, 88(20): 217-218.
- REITER, L. (1990) - *Earthquake hazard analysis: issues and insights*. New York: Columbia University Press, 254 p.
- SCHOLTZ, C.H. (1990) - *The mechanics of earthquakes and faulting*. Cambridge: Cambridge University Press, 461 p.
- SCHWARTZ, D.P. & SIBSON, R.H. (1989) - Introduction to workshop on fault segmentation and controls of rupture initiation and termination. En: Schwartz, D.P. & Sibson, R.H., eds. *Proceedings of Conference XLV Fault segmentation and controls of rupture initiation and termination, U S Geological Survey Open-File Report 89-0315*, p. i-iv.
- SELBY, M.J. (1985) - *Earth's changing surface: an introduction to geomorphology*. Oxford: Oxford University Press, 480 p.
- SLEMMONS, D.B. (1977) - *State-of-the-art for assessing earthquake hazard in the United States: Report 6, faults and earthquake magnitude*. Reno, Nevada: U.S. Army Engineer Waterways Experiment Station Miscellaneous Paper S-73-1, 129 p.
- SLEMMONS, D.B. (1991) - Introduction. En: Slemmons, D.B., et al., eds. *Neotectonics of North America*. Boulder, CO: Geological Society of America, Decade Map, vol. 1, p. 1-20.
- STEIN, R.S. & YEATS, R.S. (1989) - Hidden earthquakes. *Scientific American*, 260(6): 48-57.
- STEWART, I.S. & HANCOCK, P.L. (1990) - What is a fault scarp? *Episodes*, 13 (4): 256-263.
- STEWART, I.S. & HANCOCK, P.L. (1994) - Neotectonics. En: Hancock, P.L., ed. *Continental deformation*, New York: Pergamon Press, p. 370-409.
- STIROS, S.C. (1996) - Identification of earthquakes from archaeological data: methodology, criteria and limitations. En: Stiros, S.C. & Jones, R.E., eds. *Archaeoseismology*, Atenas: British School at Athens, p. 129-152, Fitch Laboratory Occasional Paper 7.
- TRICART, J. (1968) - A propos de la genèse des glacis. *Bulletin de l'Association Française pour l'Étude du Quaternaire*, 5(4): 316-318.
- TRICART, J. (1974) - *Structural geomorphology*. London: Longman Group, 305 p.
- TWISS, R.J. & MOORES, E.M. (1992) - *Structural geology*. New York: W.H. Freeman & Co., 532 p.
- VITA-FINZI, C. (1986) - *Recent earth movements: an introduction to Neotectonics*. London, Orlando, FL: Academic Press, Orlando, 242 p.
- WALLACE, R.E., ed. (1986) - *Active tectonics: studies in geophysics*. Washington, D.C.: National Academy Press, 266 p.
- WILLIS, B. (1893) - The mechanics of Appalachian structure. *United States Geological Survey 13th Annual Report, Part 2*, p. 211-281.
- WINSLOW, M.A. (1986) - Neotectonics: concepts, definitions and significance. *Neotectonics*, 1: 1-5.
- WILLIAMS, M.A.J., et al. (1993) - *Quaternary environments*. London: Edward Arnold, 329 p.
- WOOD, H.O. & NEUMANN, F. (1931) - Modified Mercalli Intensity Scale of 1931. *Bulletin of Seismological Society of America*, 21(4): 277-283.
- YEATS, R.S.; SIEH, K. & ALLEN, C.R. (1997) - *The geology of earthquakes*. New York: Oxford University Press, 576 p.

PÁGINA EN BLANCO

Inglés	Español
Active fault	Falla activa
Active tectonics	Tectónica activa
Afterslip or aftershock	Réplica
Alluvial fan	Abanico aluvial
Alluvial terrace	Terraza aluvial
Alluvial terrace	Terraza fluvial
Antecedente	Antecedencia
Antecedent drainage	Drenaje antecedente
Antithetic	Antitético
Antithetic fault	Falla antitética
Antithetic riedel	Riedel antitético
Archaeoseismology	Arqueosismología
Aseismic	Asísmico
Aseismic slip or fault creep	Deslizamiento asísmico
Asperity	Aspereza
Attenuation	Atenuación
Backthrust	Retrocabalgamiento
Basin and range	Cuencas y sierras
Bedrock fault scarp	Escarpe de falla rocoso
Bending-moment fault	Falla de arqueamiento
Benioff zone	Zona de benioff
Blind fault	Falla ciega
Blind thrust	Corrimiento ciego o cabalgamiento ciego
Blind thrust fault	Falla de cabalgamiento
Body-wave magnitude	Magnitud de ondas de cuerpo (mb)
Brittle-ductile transition	Transición frágil-ductil
Capable fault	Falla capaz
Captured drainage	Drenaje capturado
Cascade model	Modelo de cascada
Characteristic earthquake	Sismo característico
Colluvial wedge	Cuña coluvial
Compound fault scarp	Escarpe de falla compuesta
Contagion	Contagio
Convergente	Convergencia
Coseismic	Cosísmico
Coseismic deformation	Deformación cosísmica
Creep	Reptación
Crustal earthquake	Sismo cortical
Dating or age dating	Datación
Debris cone	Cono de deyección
Deep ocean trench	Fosa oceánica
Deep-focus earthquake	Sismo profundo
Defeated drainage	Drenaje obstruido

Inglés

Deformation
 Delayed response
 Dendrochronology
 Dendroseismology
 Design earthquake
 Detachment
 Deterministic hazard assessment
 Dilatancy
 Dilation
 Dip
 Drainage
 Duplex structure or duplex
 Dynamic analysis
 Earthquake
 Earthquake cycle
 Earthquake scarplet
 Earthquake segment
 Earthquake swarm
 Earthquake magnitude
 Ecotone
 Elastic rebound
 Epicenter
 Erosion surface
 Escape tectonics
 Event horizon
 Exceedence
 Exploratory trench
 Faceted spur
 Fault
 Fault angle valley
 Fault bench
 Fault block
 Fault breccia
 Fault creep
 Fault creep
 Fault line scarp
 Fault offset
 Fault propagation
 Fault saddle
 Fault scarp
 Fault scarplet
 Fault segment
 Fault segmentation
 Fault slip
 Fault slip
 Fault strand

Español

Deformación
 Respuesta demorada
 Dendrocronología
 Dendrosismología
 Sismo de diseño
 Despegue
 Evaluación determinística
 Dilatancia
 Dilatación
 Buzamiento
 Drenaje
 Estructura dúplex
 Análisis dinámico
 Sismo, terremoto
 Ciclo sísmico
 Escarpilla de falla
 Segmento sísmico
 Enjambre de sismos
 Magnitud sísmica (m)
 Ecotono
 Rebote elástico
 Epicentro
 Planicie de erosión
 Tectónica de escape
 Horizonte de evento
 Excedencia
 Trinchera de exploración
 Espolón facetado
 Falla
 Cuenca en divergencia de falla
 Berma o berma de falla.
 Bloque fallado
 Brecha de falla
 Deslizamiento friccional estable
 Reptación de falla o reptación tectónica
 Escarpe de línea de falla
 Rechazo de falla
 Propagación de falla
 Silla o silleta de falla
 Escarpe de falla
 Escarpilla de falla
 Segmento de falla
 Segmentación de falla
 Deslizamiento de falla
 Desplazamiento
 Rama de falla

Inglés	Español
Fault striae	Estrías de falla
Fault trace	Traza de falla
Fault trench	Trinchera o zanja de falla
Fault wedge	Cuña de falla
Fault wedge basin	Cuenca de cuña de falla
Fault zone	Zona de falla
Fault-bend fold	Pliegue de rampa
Filled wedge	Cuña rellena
Fissure	Fisura o grieta
Flexural scarp	Escarpe de flexura
Flexural slip	Flexo-deslizante
Flower structure	Estructura en flor
Focal mechanism	Mecanismo focal
Focus or hypocenter	Foco sísmico o hipocentro
Football	Bloque deprimido o bloque yacente (co)
Footwall ramp	Rampa de bloque yacente
Foreland fold and thrust belt	Cinturón de pliegues y cabalgamientos de
Fore shock	Trecursor
Fossil earthquake	Terremoto fosilizado
Fracture	Fractura
Free FACE	Cara libre
Frequency	Frecuencia
Frequency spectrum	Espectro frecuencial
Geochronology	Geocronología.
Geomorphic marker	Marcador geomorfológico (sin: paleodatum)
Ground-penetrating radar	Georadar
Growth fault or syndimentary fault	Falla de crecimiento
Growth strata	Estratos de crecimiento
Gutenberg-Richter recurrence relation	Relación Gutenberg-Richter (de recurrencia)
Hanging drainage	Drenaje colgado
Hanging wall	Labio levantado
Hanging wall ramp	Rampa de bloque colgante
Hangingwall	Bloque levantado
Holocene	Holoceno
Horse tail	Cola de caballo
Horses	Escamas tectónicas
Horst	Horst
Hypocenter	Hipocentro
Induced seismicity	Sismicidad inducida
Inselbergs	Cerros testigos
Intensity and intensity scale	Intensidad y escala de intensidad
Intermediate-focus earthquake	Sismo intermedio
Interplate earthquake	Sismo interplaca
Intraplate earthquake	Sismo intraplaca
Isoseismal map	Mapa de isosistas
Isoseisms or isoseismal lines	Isosistas

Inglés	Español
Kinematic análisis	Análisis cinemático
Lateral spreading	Corrimiento lateral
Lineament	Lineamiento
Linear	Línear
Linear ridge	Lomo lineal
Linear spring	Línea de surgencia
Lineation	Lineación
Liquefaction	Licuación o licuefacción
Listric fault	Falla lístrica
Local magnitude	Magnitud local o magnitud Richter (ml)
Localizing structure	Estructura localizadora
Logging	Sondeo.
Low sun angle	Bajo ángulo solar
L-shaped spur	Lomo en gancho
Marine terrace	Terraza marina
Maximum probable earthquake	Sismo máximo probable
Megathrust	Megathrust
Meizoseismal zone	Zona meizosísmica
Mercalli intensity scale	Escala de intensidad Mercalli
Modern analog	Actualismo, análogo moderno
Modified Mercalli intensity scale	Escala modificada de intensidad Mercalli
Mole track	Mole track
Moment magnitude	Magnitud momento (mw)
Monocline	Monoclinal
Morphoneotectonics	Morfoneotectónica
Morphotectonics	Morfotectónica
Multiple fault scarps	Escarpe de falla múltiple
Negative flower structure	Estructura en flor negativa
Neotectonics	Neotectónica
Newmark análisis	Análisis newmark
Normal fault	Falla normal
Oblique fault	Falla oblicua
Oblique-slip	Desplazamiento oblicuo
Offlap	Solapamiento retractivo
Onlap	Solapamiento expansivo
Open crack	Fisura
Orogenic front or range front	Frente orogénico o frente montañoso
Overlap	Traslape
Paleodatum	Paleodatum
Paleoearthquake	Paleosismo
Paleoseismicity	Paleosismicidad
Paleoseismology	Paleosismología
Peak ground acceleration	Aceleración pico
Pediment	Pedimento
Pediplain	Pediplanicie
Peneplain	Peneplanicie

Inglés	Español
Piedmont fault scarp	Escarpe de falla pedemontana
Piercing points	Marcador lineal desplazado
Pitch or rake	Cabeceo
Plunge	Cabeceo
Pop-up	Pop-up
Positive flower structure	Estructura en flor positive
Fore shock	Precursor
Pressure ridge	Lomo de presión
Principal deformation zone	Zona principal de deformación
Probabilistic hazard assessment	Evaluación probabilística
Progressive unconformity	Discordancia progresiva
Pull-apart basin	Cuenca de tracción
Pure shear	Cizalla pura
Push-up	Push-up
P-wave	Onda p (p)
Quaternary	Cuaternario
Radial drainage	Drenaje radial
Ramp anticline	Anticlinal de rampa
Ramp or fault ramp	Rampa
Rayleigh waves	Ondas Rayleigh
Recurrence	Recurrencia
Residual fault scarp	Escarpe de falla residual
Restraining bend	Curva
Retrodeformation	Retrodeformación
Return period	Periodo de retorno
Reverse fault	Falla inversa
Richter scale	Escala de magnitud de Richter
Riedel serás	Cizallas riedel
Rift	Fosa tectónica
Roll-over anticline	Anticlinal roll-over
Ruptura	Ruptura
Rupture nucleation	Nucleación de ruptura
Sackung	Sackung
Sag pond	Laguna de falla
Sand volcano	Volcán
Scarp	Escarpe
Scissored fault scarp	Escarpe en tijera
Seiche	Seiche
Seismic microzone	Microzona sísmica
Seismic risk	Peligro sísmico
Seismic discontinuity	Discontinuidad sísmica
Seismic gap	Silencio sísmico
Seismic geology	Geología sísmica
Seismic hazard	Amenaza sísmica
Seismic hazard assessment	Evaluación de amenaza sísmica
Seismic micro-zonation	Microzonificación sísmica

Inglés	Español
Seismic moment	Momento sísmico (mo)
Seismic risk	Riesgo sísmico
Seismic shaking	Sacudida sísmica
Seismic wave amplification	Amplificación de ondas sísmicas
Seismic zone	Zona sísmica
Seismic zoning	Zonificación
Seismicity	Sismicidad
Seismites	Sismitas
Seismodeformations	Deformación sísmica
Seismogenic structure	Estructura sísmogénica
Seismology	Sismología
Seismotectonic province	Provincia sísmotectónica
Seismotectonics	Sismotectónica
Seismoturbidite	Turbidita por sismo
Shallow earthquake	Sismo somero
Shutterridge	Lomo de obturación
Simple shear	Cizalla simple
Site effects	Efectos de sitio
Site effects	Efectos locales
Site fault	Falla de sitio
Slickenside	Espejo de falla
Slip rate	Tasa de deslizamiento
Slip rate	Velocidad de deformación
Slope retreat (diachronous)	Retroceso de la pendiente diacrónica
Slope retreat	Retroceso de pendientes
Splintered scarp	Escarpe de falla astillada
Step-over	Escalón
Stick-slip	Deslizamiento friccional inestable
Strain partitioning	Reparto de deformación
Stress drop	Caída de esfuerzo
Strike slip	Desplazamiento de rumbo
Strike-slip fault	Falla de rumbo
Strong ground motion	Movimiento fuerte
Structural geomorphology	Geomorfología estructural
Structural terrace	Terraza estructural
Subduction zone	Zona de subducción
Subduction-zone earthquake	Sismo de subducción
Subduction-zone earthquakes	Terremotos de subducción
Superimposed	Drenaje sobrepuesto
Surface rupture	Ruptura de superficie
Surface-wave magnitude	Magnitud de ondas superficiales (ms)
S-wave	Ondas (s)
Synthetic riedel	Cizallamiento riedel
Tear fault	Falla de desgarre
Tectonic environments	Ambientes tectónicos

Inglés

Tectonic geomorphology
Tectonic gutter
Tectonic terrace
Tectonics
Tefrochronology
Teleseismic
Tension gash
Terrace riser
Thrust or thrust fault
Tilting
Transcurrent fault
Transfer zone
Transform fault
Transpression
Transtension
Tremor
Triangular facet
Triangular zone
Triggered slip
Truncated spurs
Tsunami
Tsunamites
Turbidite
Underfit stream
Uphill facing scarp
Vertical fault throw
Vulnerability
Water gap
Wind gap
Wine-glass valley

Español

Geomorfología tectónica
Gótera tectónica
Terraza tectónica
Tectónica
Tefrocronología
Telesísmico
Grieta de tensión
Talud de terraza
Cabalgamiento
Basculamiento
Falla transcurrente
Zona de transferencia
Falla transformante
Transpresión
Transtensión
Temblor
Faceta triangular
Zona triangular
Deslizamiento disparado
Espolones truncados
Tsunami
Tsunamitas
Turbidita
Drenaje subdimensionado
Contra-escarpe
Rechazo vertical de falla
Vulnerabilidad
Valle transversal
Valle abandonado
Valle en copa de vino